

# Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum

Bruno Messerli

Publiziert mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung

## Vorwort

Ich danke dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, der meine Feldarbeit großzügig unterstützte und die Drucklegung der Ergebnisse in dieser Form ermöglichte. Die Schweizerischen Botschaften in Ankara und Beirut öffneten viele offiziell verschlossene Türen und erleichterten mir die Vorbereitung und Durchführung der verschiedenen Expeditionen. Herrn Prof. Gygax, Direktor des Geographischen Institutes, danke ich für sein Entgegenkommen und meinen Begleitern P. Hubacher, R. Kunz und H. Zumbühl für ihre wertvolle Mitarbeit in schwer begehren Bergen und Tälern. Mein größter Dank aber gilt meiner Frau, die mich auf den anstrengenden Reisen begleitete, an der Arbeit teilnahm und die Übersetzungen betreute. Ihr sei diese Arbeit gewidmet.

Die vorliegende Arbeit haben wir in drei Teile gegliedert:

Im ersten Teil besprechen wir einige ausgewählte

Gebirge, indem wir uns auf weniger bekannte Regionen des östlichen Mittelmeerraumes beschränken. Aus früheren Publikationen über den Libanon-Hermon und die Sierra Nevada fügen wir die Zusammenfassungen bei.

Im zweiten Teil haben wir die einzelnen Regionen des Mittelmeerraumes bearbeitet. Zahlreiche eigene Beobachtungen aus den Bergen Montenegros (Durmitor, Orjen, Lovcen), dem Gran Sasso d'Italia und dem Hohen Atlas sind hier eingeflochten, weil wir nicht unser gesamtes Untersuchungsmaterial im einzelnen darstellen konnten. Eine Gesamtschau der eiszeitlichen und gegenwärtigen Vergletscherung schließt diesen Abschnitt.

Im dritten Teil sind die allgemeinen Erscheinungen und Probleme zusammengefaßt. Die eiszeitlichen und gegenwärtigen Schneegrenzen werden diskutiert und ihre geomorphologische und klimatologische Aussage interpretiert. Viele Fragen des quartären Landschaftswandels bleiben aber offen; eine Zusammenarbeit der verschiedensten Fachrichtungen wird sie in Zukunft einer Lösung näherbringen.

## INHALTSVERZEICHNIS

### I. Teil: Die einzelnen Untersuchungsgebiete

<i>1. Erciyas Dagh</i>	107
1.1. Der Aufbau und seine Bedeutung für die Glazialmorphologie	108
1.2. Das Klima und seine Bedeutung für die Vergletscherung	109
1.3. Die heutige Vergletscherung und das Problem der rezenten Schneegrenze	111
1.4. Die würmeiszeitliche Vergletscherung und ihre Schneegrenze	112
1.5. Spuren einer älteren Vergletscherung	118
1.6. Verwitterung und Blockgletscher	118
1.7. Solifluktionsgrenze und Waldgrenze	122
1.8. Schneegrenzen und Schneegrenzdepression	122
1.9. Résumé, Summary	123
<i>2. Mittlerer Taurus: Hoher Bolcardagh</i>	
2.1. Der Aufbau und seine Bedeutung für die Glazialmorphologie	124

2.2. Das Klima im Vergleich mit dem Erciyas Dagh und dem Libanon	126
2.3. Spuren einer rezenten Vergletscherung und Probleme der Schneegrenzbestimmung	127
2.4. Die würmeiszeitliche Vergletscherung und ihre Schneegrenze	129
2.5. Hangasymmetrie, Strukturböden und Waldgrenze	138
2.6. Schneegrenzen und Schneegrenzdepression	139
2.7. Résumé, Summary	139
<i>3. Ak Dagh und Bey Dagh in Lykien</i>	
3.1. Oberflächengestalt und Aufbau	141
3.2. Klimatische Grundzüge	142
3.3. Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Ak Dagh	143
3.4. Die würmeiszeitliche Vergletscherung des westlichen Bey Dagh	147

3.5. Strukturböden, Glatthänge und Waldgrenze	148	5.2. Die rezente Schneegrenze	182
3.6. Rezente Formen und das Problem der rezenten Schneegrenze	148	5.3. Die Schneegrenzdepression	184
3.7. Die Schneegrenzen der südwestlichen Türkei	149	5.4. Die vergletscherten Gebirge Nordafrikas (Verzeichnis)	184
3.8. Résumé, Summary	150	6. Die Schneegrenzen im gesamten Mittelmeerraum	
4. Ulu Dagh (Mysischer Olymp)		6.1. Der allgemeine Verlauf der würmeiszeitlichen Schneegrenzen (Karte 1)	185
4.1. Grundlagen	151	6.2. Der allgemeine Verlauf der rezenten Schneegrenzen (Karte 2)	185
4.2. Die regionale Schneegrenze	152	6.3. Die Schneegrenzdepressionen	187
4.3. Strukturböden und Waldgrenze	152		
4.4. Résumé, Summary	152	<b>III. Teil: Die Schneegrenzen und ihre klimamorphologische Bedeutung</b>	
5. Der thessalische Olymp		1. Die eiszeitliche Schneegrenze und ihre regionale Bestimmung	
5.1. Einige Hinweise zum Aufbau	153	1.1. Die lokale Schneegrenze	188
5.2. Die klimatischen Verhältnisse	153	1.2. Die Expositionsunterschiede	188
5.3. Die eiszeitliche Vergletscherung	155	1.3. Die regionale Schneegrenze	190
5.4. Die eiszeitliche Schneegrenze Griechenlands und das Problem der Aegäis	159	2. Die rezente Schneegrenze und ihre klimatische Bestimmung	
5.5. Résumé, Summary	160	2.1. Die lokale Schneegrenze	191
6. Sierra Nevada (Andalusien)		2.2. Die Expositionsunterschiede	192
Zusammenfassung, Résumé, Summary	161	2.3. Die klimatische Bestimmung der Schneegrenze	193
7. Libanon und Hermon		3. Zur Problematik des Schneegrenzbegriffs: Bisherige und zukünftige Definitionen	
Zusammenfassung, Résumé, Summary	162	3.1. Schneegrenze – Gleichgewichtslinie – Niveau 365	196
<b>II. Teil: Die Schneegrenzen in den einzelnen Regionen des Mittelmeeres</b>		3.2. Eindeutige Begriffe zur Abgrenzung der nivalen Stufe	197
1. Die Schneegrenzen im östlichen Mittelmeerraum		3.3. Probleme und Begriffe in unserer Arbeit	198
1.1. Die würmeiszeitliche Schneegrenze	165	4. Die klimamorphologische Bedeutung der Schneegrenzen	
1.2. Die rezente Schneegrenze	166	4.1. Schneegrenzen – Expositionsunterschiede – Kaltzeitliche Klimaverhältnisse	199
1.3. Die Schneegrenzdepression	167	4.2. Nivale Stufe – Frostschuttstufe – Kaltzeitliche Klimaverhältnisse	200
1.4. Die vergletscherten Gebirge (Verzeichnis)	169	5. Die klimamorphologische Höhenstufung in den mediterranen Hochgebirgen	
2. Die Schneegrenzen im Balkan		5.1. Obere Waldgrenze – Rezente Schneegrenze	201
2.1. Die würmeiszeitliche Schneegrenze	171	5.2. Solifluktionsgrenze – Schneegrenze	202
2.2. Die rezente Schneegrenze	172	6. Schneegrenzdepression und kaltzeitliche Klimaverhältnisse	
2.3. Die vergletscherten Gebirge des Balkans (Verzeichnis)	173	6.2. Schwankungen der Schneegrenzdepression	203
3. Die Schneegrenzen auf der Apenninen-Halbinsel		6.1. Probleme der Schneegrenzdepression	204
3.1. Die würmeiszeitliche Schneegrenze	175	6.3. Temperaturdepression und Schneegrenzdepression	206
3.2. Die rezente Schneegrenze	176		
3.3. Die Schneegrenzdepression	177	7. Das Mittelmeer zur Eiszeit und in der Gegenwart	
3.4. Die vergletscherten Gebirge auf der Apenninen-Halbinsel (Verzeichnis)	177	7.1. Das Meer	208
4. Die Schneegrenzen auf der Iberischen Halbinsel			
4.1. Die würmeiszeitliche Schneegrenze	179		
4.2. Die rezente Schneegrenze	179		
4.3. Die Schneegrenzdepression	179		
4.4. Die vergletscherten Gebirge auf der Iberischen Halbinsel (Verzeichnis)	180		
5. Die Schneegrenzen in Nordafrika			
5.1. Die würmeiszeitliche Schneegrenze	181		

7.2. Zirkulation und Klima	209	Fig. 8	Geologische Karte und Profile des Ulu-Dagh-Massivs (nach Pfannenstiel)	151	
7.3. Vergletscherung und Vergletscherungsformen	212	Fig. 9	Olymp. Eiszeitliche Vergletscherung	155	
Zusammenfassungen	214	Fig. 10	Kleinasien. Die Gebirgsvergletscherung der letzten Eiszeit und der Verlauf der regionalen Schneegrenzen	166	
Résumés	216	Fig. 11	Die rezenten Schneegrenzen in Anatolien	167	
Summaries	219	Fig. 12	Schneegrenzen und Waldgrenzen in Anatolien (Profil S–N)	168	
Literaturverzeichnis	221	Fig. 13	Schneegrenzen und Waldgrenzen in Anatolien (Profil W–E)	169	
<b>Verzeichnis der Karten und Figuren</b>					
Karte 1	Würmeiszeitliche Gebirgsvergletscherungen und Schneegrenzen im Mittelmeerraum	164/165	Fig. 14	Der Gletscher am Triglav (Julische Alpen) (nach Sifrer)	173
Karte 2	Heutige Gebirgsvergletscherungen und Schneegrenzen im Mittelmeerraum	164/165	Fig. 15	Der Calderone-Gletscher am Gran Sasso d'Italia (nach Tonini)	176
Fig. 1	Erciyas Dagh, Vergletscherungskarte	113	Fig. 16	Die Gletscher der Pyrenäen (nach Taillefer)	179
Fig. 2	Hoher Bolkardagh. Geologische Profile	125	Fig. 17	Schneegrenzen und Waldgrenzen im westlichen Mittelmeerraum (Profil N–S)	182
Fig. 3	Karte der würmeiszeitlichen Endmoränen	128	Fig. 18	Eiszeitliche und rezente Schneegrenzen im Mittelmeerraum (3 Profile W–E)	186
Fig. 4 a, b	Zurundungsmorphogramme aus den Endmoränen des Hohen Bolkardagh	130/131	Fig. 19	Expositionsunterschiede in den mediterranen Gebirgsvergletscherungen	189
Fig. 5	Übersichtskarte. Ak Dagh und Bey Dagh in Lykien	142	Fig. 20	Die Temperaturen an der Schneegrenze	193
Fig. 6	Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Ak Dagh	143	Fig. 21	Höhe der 4,5°-Isotherme des wärmsten Monats	195
Fig. 7	Zurundungsmorphogramme Ak Dagh und Bey Dagh	144	Fig. 22	Glazialgeschichte der mediterranen Hochgebirge	213

## I. DIE EINZELNEN UNTERSUCHUNGSGEBIETE

### 1. Erciyas Dagh

Als Wahrzeichen der Stadt Kayseri hebt sich der 3916 m hohe Erciyas Dagh mit einer Grundfläche von fast 1200 km<sup>2</sup> aus der über 1000 m hohen Beckenzone Anatoliens heraus. Schon im 1. Jahrhundert vor Christus hat der griechische Geograph Strabo den Argaeus und seine letzten Eruptionen geschildert (11), und sogar auf antiken Münzen soll der Vulkan zur Darstellung gekommen sein (307). Die folgenden Jahrhunderte überliefern uns keinen Bericht mehr, bis der berühmte Berg schließlich vor 100 Jahren neu «entdeckt», bestiegen und beschrieben wurde (122, 336, 337, 340). 1905 wird die erste Karte veröffentlicht (267), und 1934/35 erhalten

wir die erste genauere Untersuchung des Erciyas und seiner Umgebung von Bartsch (11). In der Folge beschäftigen sich zahlreiche Autoren mit seiner Erforschung, so Blumenthal, Louis, Erinc, Klaer und andere (17, 185, 80, 147, 307 u. a.). Schließlich wird in diesen Jahren im Auftrag der türkischen geologischen Landesanstalt eine Detailkartierung im Maßstab 1 : 25 000 vorgenommen, die einen wesentlichen Beitrag bedeutet. Zahlreiche Probleme sind noch nicht geklärt, so vor allem das Zusammenspiel von endogenen und exogenen Kräften, die komplexe Verflechtung von Vulkanismus und Eiszeiten.

## 1.1. Der Aufbau und seine Bedeutung für die Glazialmorphologie

Wir besprechen im folgenden einige Probleme des Aufbaus, die für jede glazial- und klimamorphologische Betrachtung unumgängliche Voraussetzungen enthalten.

### Tektonische Grundlagen

Die Ebenen nördlich und südlich des Erciyas werden von einem tektonischen Graben- und Bruchsystem gequert, das im Süden fast N-S verläuft und dann in unserem Untersuchungsgebiet langsam nach NE umbiegt. Diese Bruchlinien haben im jüngeren Tertiär bereits vulkanische Horizonte verworfen, sind aber selber von vulkanischem Material in der Hauptphase der Erciyas-Bildung wieder verschüttet worden. Tektonische Lineamente sind angelegt, sie prägen das heutige Oberflächenbild durch Bruchstufen und Bruchlinien, wie zum Beispiel der Tekir-Bruch im Paßübergang zwischen Erciyas und Koç Dag (Fig. 1). Tektonische Richtungen zeigen sich aber auch in der linienhaften Anordnung von Parasitärkegeln, am deutlichsten auf der NW-Seite (Fig. 1). Tektonische Bewegungen spielen bis in die heutige Zeit, wie das Erdbeben vom 20. Februar 1940 beweist (307). Dabei war auffallend, daß nur die Dörfer am Gebirgshang in Mitleidenschaft gezogen wurden und im Gipfelgebiet einige Felsköpfe zum Einsturz kamen. Ein Zusammenhang mit vulkanischen Vorgängen ist unwahrscheinlich, vielmehr handelt es sich um den Ausgleich von tektonischen Spannungen in diesem labilen Raum. Für unsere Arbeit ist dieses Geschehen insofern von Bedeutung, als die markante Großgliederung des Vulkans und vor allem des Gipfelmassivs nicht allein mit exogener Überformung erklärt werden kann. So sind die eindrucklichen Karformen im Gipfelraum nicht einfach Zeugnisse einer gewaltigen Glazialerosion. In ihrer primären Anlage müssen wir sie zweifellos auf tektonische Schwächezonen zurückführen; diese haben den Vulkankörper während und nach der Entstehung gegliedert und seine künftige Überformung vorausbestimmt. Diese Aussage läßt sich nur noch an wenigen Stellen nachweisen. So hat sich zum Beispiel die markante Zweiteilung des Gipfelmassivs auf die Karanordnung der Nord- und Südseite ausgewirkt (Abb. 1, 2, 7 und Fig. 1). Sie ist tektonisch-vulkanisch bedingt, was an den Materialdifferenzierungen erkennbar ist. In den meisten Fällen lassen sich aber die ursprünglichen Strukturen nicht mehr rekonstruieren, weil das wenig resistente Material einer so gewaltigen Abtragung unterlag, wie wir sie kaum in einem andern Gebirge des anatolischen und mediterranen Raumes feststellen konnten.

### Das gefördertete Material

Der Erciyas ist ein komplex zusammengesetzter Stratovulkan. Neben älteren, größtenteils andesitischen Lavadecken finden wir jüngere Ergüsse basaltischen und andesitischen Charakters, ferner Lokermaterial verschiedenster Art und verschiedensten Alters (Tuffe, Lapilli, Bimsstein usw.). Diese Materialvielfalt, in rascher Folge wechselnd, vor allem in höheren Lagen durch mächtige Lockermaterialschichten unterbrochen, bot der intensiven Verwitterung in einem kontinentalen Klima äußerst günstige Bedingungen. Viele Fragen sind noch ungeklärt, zum Beispiel die Entstehung der vulkanischen Breccie in den Hängen des Ostkars und unmittelbar auf dem Gipfel. Jedenfalls ist es auch ein Material, das leicht zerfällt und rasch abgetragen wird. Diese Zusammenhänge zwischen Gestein und Klima werden für die Deutung der gewaltigen Kubaturen des abtransportierten Materials, der besonderen Ablagerungsformen, der Entstehung der Blockgletscher und der quantitativen Erfassung der postglazialen Verwitterung von höchster Bedeutung sein. Probleme, die wir im Rahmen unserer Arbeit nicht alle gründlich diskutieren können, sondern einzeln zu einem späteren Zeitpunkt wieder aufgreifen möchten.

### Endogene und exogene Kräfte im Zusammenspiel (Abb. 1)

Tertiäre und quartäre Ablagerungen sind mit vulkanischen Vorgängen aufs engste verknüpft. Wir haben die einzelnen Entstehungsphasen vom Tertiär bis zum Beginn der geschichtlichen Zeit an anderer Stelle diskutiert und veröffentlicht (205). Wir wollen auf diesen Teil unserer Feldarbeiten nicht mehr eingehen, nur das für uns wesentliche Ergebnis festhalten: Der Erciyas hat seit der Würmeiszeit, sehr wahrscheinlich sogar seit der Rißeiszeit, seine Grundgestalt und vor allem seine Höhenlage nicht mehr wesentlich verändert. Trotz den eindeutig nachweisbaren postglazialen Eruptionen können die glazial- und geomorphologischen Höhenstufen in die großräumigen eiszeitlichen und rezenten Zusammenhänge eingeordnet werden.

### Vulkanform und Vergletscherung

An einem regelmäßig geformten Vulkankegel gibt es keine Täler im alpinen Sinne, die eine bedeutende Eintiefung und eine klar vorgezeichnete Entwässerungsrichtung aufweisen. Nur ausnahmsweise entstanden am Erciyas schwache Talungen, zum Beispiel in der Fortsetzung der drei Gipfelkare im NE, NW und SW (Abb. 6 und 7, Fig. 1). Diese einigermaßen gerichteten Eisströme erreichten denn auch die tiefsten Endlagen und unterschieden sich deut-

lich von den breit ausfächernden Eiskuchen im Osten und Süden (Abb. 4 und 8, Fig. 1). Die letzteren verloren nach dem Verlassen der Hochkare jegliche Seitenbegrenzung, flossen fladenartig auseinander, legten ihr Material ungeordnet ab, waren auf dem offenen Vulkansockel einer intensiven Strahlung ausgesetzt und büßten ihre ungezielte Fließkraft rasch ein. Zahlreiche Probleme sind in dieser kurzen Darstellung angedeutet: die besonderen Ablagerungsformen, die verminderte Erosionswirkung, eine fragliche Festlegung der Schneegrenze mit den üblichen Mittelwerten usw. So sind Zusammenhänge zwischen Aufbau und Vergletscherung gegeben; wir werden die knapp skizzierten Strukturgrundlagen immer wieder zu überdenken haben, um die Formenwelt richtig zu verstehen und zu interpretieren.



Abb. 1 Blick nach SSE zum Erciyas-Gipfel. Links die Blocklava des Perikartini, rechts der Sekundärkegel des Kefeli. Mächtige tertiäre bis altquartäre Ablagerungen, die mit den Verebnungsflächen am Fuß des Gipfelaufbaus in Zusammenhang stehen. Die Parasitärkegel rechts sind vor oder mit den Ablagerungen entstanden, die Blocklava links hat die Akkumulationen später durchstoßen und das bestehende Entwässerungsnetz unterbrochen (vgl. Lit. 205).

## 1.2. Das Klima und seine Bedeutung für die Vergletscherung

Für die Bestimmung des Gebirgsklimas fehlen uns die Höhenstationen. Ein Basieren auf den umliegenden offiziellen Talstationen ist schwierig und fehlerhaft. Wir beschränken uns auf einige Angaben, die für unsere Fragestellung unumgänglich sind.

### 1.2.1. Die Niederschläge

**Jahresniederschlag.** Im langjährigen Mittel (1929–1960) erhält Kayseri 366,5 mm Niederschlag (212). Der Jahresverlauf ist durch einen trockenen Hochsommer (Juli und August) und einen niederschlagsreichen Winter mit einer durchschnittlichen Spitze im Frühling (April) gekennzeichnet. Der Jahreswert zeigt, daß die Niederschlagsmengen Inneranatoliens außerordentlich gering sind, was für die Beurteilung einer Vergletscherung bedeutungsvoll und problematisch zugleich ist.

**Exposition:** Wir vergleichen die Werte der drei offiziellen Stationen Kayseri im N, Develi im S und Inçesu im W des Erciyas (211, 212). Leider verfügen wir in Inçesu nur über drei Jahreswerte, so daß wir aus Vergleichsgründen alle Stationen auf die Jahre 1959–1961 beschränken:

Kayseri 370 mm (langjähriges Mittel 366,5 mm)  
Develi 375 mm (Mittel 1951–1961 364,8 mm)  
Inçesu 304,3 mm

Die Stationen im N und S sind fast ausgeglichen, währenddem Inçesu im W, wahrscheinlich im Niederschlags Schatten des Tekke Dagh (1830 m), erstaunlicherweise die geringsten Mengen erhält. Diese Ergebnisse zeigen uns, daß der verschiedene Formenschatz der Sonn- und Schattseite nicht auf ein unterschiedliches Niederschlagsregime, sondern vorwiegend auf die ungleichen Strahlungs- und in der Folge Temperaturbedingungen zurückzuführen ist.

Diese Folgerung müssen wir allerdings einschränken: Die niederschlagsbringenden Windrichtungen aus SW, möglicherweise sogar S, haben sich in den Schneeanwehungen in Lee morphologisch bedeutsam ausgewirkt.

**Die Niederschläge in der Höhe:** In den letzten Jahren hat man Jahrestotalisatoren entlang der Paßstraße auf 1900 m (PTT-Station) und 2150 m (Berghaus) aufgestellt. Die ersten 5 Meßjahre stehen uns zur Verfügung (211), wobei sich die Werte nur auf das Winterhalbjahr beziehen (ca. 200 Tage). Wir vergleichen die Ergebnisse mit den zeitlich entsprechenden Daten von Kayseri und Develi.

1960–1964	Berghaus	2150 m	871 mm
	PTT-Station	1900 m	376 mm
	Kayseri	1071 m	300 mm
	Develi	1181 m	327 mm

Die Ergebnisse sind schwer zu interpretieren, vor allem ist die geringe Zunahme für die Station auf 1900 m auffallend. Als Erklärung seien die viel zu exponierten Standorte und die Fehler bei der Messung von Schneemengen genannt. Da aber gerade der größte Teil der gemessenen Winter-Niederschläge in fester Form fällt, sind diese Werte zweifellos zu niedrig. Berücksichtigen wir die täglich gemessenen Mengen von Kayseri, und vergleichen wir die Höhenzunahme mit den Alpen (227), der Sierra Nevada (204) und dem Libanon, so muß der Nieder-

schlag im Höhenbereich über 3000 m mindestens 1500 mm betragen und auf keinen Fall nur 1000 mm, wie Reichel vermutet (297).

*Schneefall:* Die Niederschlagsverteilung im Jahresverlauf zeigt, daß rund 50 Prozent in den Monaten November bis März fallen und weitere 32 Prozent in den Übergangsmontaten April/Mai und Oktober. Nach der offiziellen meteorologischen Statistik fällt in Kayseri an 20 von durchschnittlich 97 Niederschlagstagen Schnee (212). Nach einer neueren Zusammenstellung des Schneefalls in der Türkei (213) müßte Kayseri sogar über 35 Schneefalltage aufweisen und der Erciyas sogar über 75. Diese Angabe bezweifeln wir für Kayseri, halten sie aber im Erciyas-Hochbereich ohne weiteres für möglich. Ganz sicher fällt in Hochgebirgslagen über 3000 m der gesamte Niederschlag von November bis März in fester Form, dazu kommt periodischer Schneefall in der Übergangszeit. Gesamthaft dürften in der Region über 3000 m im Mittel mehr als 70 Prozent des Niederschlages als Schnee fallen, das heißt mindestens 1000 mm.

Verglichen mit den Alpen ist das wenig, aber bezogen auf eine geographische Breite von  $38,5^\circ$  und auf eine völlig kontinentale Lage ist es doch eine ganz respektable Menge, die zum Verständnis der Vergletscherung Wesentliches beitragen kann.

### 1.2.2. Die Temperaturen

Der Temperaturverlauf in Kayseri schwankt im langjährigen Mittel zwischen  $-1,7^\circ$  im Januar und  $22,8^\circ$  im Juli; die große Amplitude von  $24,5^\circ$  weist auf den kontinentalen Klimacharakter hin.

*Tagesschwankung und Frostwechsel:* Die Zahl der Frostwechseltage ist in der kontinentalen Lage Anatoliens zweifellos größer als in unseren Mittelbreiten; aber es fehlen uns die Stationen, um diese Aussage für die höheren Bereiche genauer zu belegen. Für Kayseri ermittelten wir ca. 100–125 Frostwechseltage im Jahr (212). Diese Anzahl dürfte sich mit zunehmender Höhe noch bedeutend vergrößern, doch können wir den Höhenbereich mit der optimalen Auswirkung nicht festlegen.

### Temperaturgradient und Schneegrenze

Eine Schneegrenzberechnung mit Hilfe der Sommertemperaturen stößt auf größte Schwierigkeiten, weil wir keine gesicherten Höhenwerte zur Verfügung haben. Ziehen wir als Notlösung einige höher gelegene inneranatolische Stationen heran, so ergeben sich als neue Fehlerquelle allzu große Horizontalabstände. Da wir aber nur die reliefbeeinflusste Höhenstufe zwischen 1000 und ca. 2000 m bestimmen wollen und alle Stationen dem gleichen kontinentalen Temperaturregime unterliegen, dürfte ein Vergleich mit Ulukisla im Süden und Erzurum im Osten gut vertretbare Werte ergeben (212).

		Julitemperatur	Sommertemperatur Juni—September	Höhengradient $^\circ\text{C}/100\text{m}$ (Juni-Sept.)	Höhengradient Kayseri-Erzurum $^\circ\text{C}/100\text{m}$ (Juni-Sept.)
Kayseri	1071 m	$22,8^\circ\text{C}$	$20,6^\circ\text{C}$		
Ulukisla	1430 m	$21,5^\circ\text{C}$	$19,3^\circ\text{C}$	0,36	0,41
Erzurum	1893 m	$19,1^\circ\text{C}$	$17,2^\circ\text{C}$	0,46	

Eine schwache Erhöhung der Gradienten zeichnet sich von der unteren zur oberen Höhenstufe ab; als Ganzes entspricht jedoch der Temperaturgradient zwischen Kayseri und Erzurum ganz genau dem Mittel zwischen den beiden Stufengradienten. Vergleichen wir den Wert von  $0,41^\circ/100\text{m}$  mit den aerologischen Aufstiegsmessungen der beiden kontinentalen Stationen Madrid und Bagdad, so ergeben sich unter Berücksichtigung der verschiedenen geographischen Breiten erstaunliche Übereinstimmungen. Madrid liegt ca.  $2^\circ$  nördlicher und hat für Sommertemperaturen zwischen 1000 und 2000 m einen Gradienten von  $0,33^\circ/100\text{m}$ . Bagdad befindet sich gegenüber Kayseri ca.  $3^\circ$  südlicher und registriert zwischen Bodenhöhe und 1600 m einen Gradienten von  $0,50^\circ/100\text{m}$  (29).

Nur eines bleibt unsicher: die Schichtung der Luft und die Höhe, in welcher sich der Temperaturgradient ändert. Die Aufwölbung der sommerlichen Isothermen über dem anatolischen Hochland führt zur Ausbildung eines warmen Höhenhochdruckgebietes. Die Grundsichtinversion ist weniger intensiv und durch die absolute Höhe Anatoliens vermutlich erst über 2000 m anzutreffen. Das mag uns das Recht geben, erst oberhalb dieser Höhenstufe einen erhöhten Temperaturgradienten in Rechnung zu setzen. Wenn wir im folgenden  $0,7^\circ/100\text{m}$  annehmen (als Analogie zu Madrid und Bagdad in Lit. 29, zu den Angaben Flohns über Hochasien Lit. 359 und zu unseren Berechnungen im Libanon), so werden wir eher zu vorsichtige Werte erhalten, wie eigene Messungen in verschiedenen Höhenstufen und selbst auf dem Gipfel bestätigen. Berechnen wir ferner nach den freien Aufstiegsmessungen der WMO (Beispiele Aleppo und Kairo, 214) aufgrund der 700 mb Fläche auf ca. 3100 m die Julitemperatur in Gipfelhöhe, so ergeben sich erstaunlich gute Vergleichswerte.

		Sommer- temperatur	Julitemperatur
Kayseri	1071 m	$20,6^\circ$	$22,8^\circ$
Erciyas	2000 m	$16,8^\circ$	
Erciyas	3100 m (700 mb)		$9,1^\circ$
Erciyas	3916 m Gipfel	$3,4^\circ$	$4,2^\circ$

Die Frage ist gestellt, wie diese Temperaturen mit einer Schneegrenze in Beziehung zu setzen sind.

Die bisherigen Berechnungen sind noch recht widerspruchsvoll (359, 313, 161 usw.). Wir verweisen auf die Arbeit über den Libanon und auf die allgemeine Diskussion dieses Problems auf Seite 193. Diesen Überlegungen vorgreifend, dürfen wir feststellen, daß unsere errechneten Gipfelterperaturen ungefähr einer Schneegrenzhöhe entsprechen. Das heißt: Die regionale Schneegrenze müßte am Erciyas Dag mindestens auf Gipfelhöhe liegen.

### 1.3. Die heutige Vergletscherung und das Problem der rezenten Schneegrenze

#### 1.3.1. Der Gletscher im NW-Kar und seine lokale Schneegrenze (Abb. 2 und 3)

Wir haben in einer früheren Publikation den berühmten Gletscher am Erciyas Dag eingehend beschrieben, seine Veränderungen seit der Jahrhundertwende dargestellt und die Problematik seiner Entstehung und Ernährung diskutiert (203). Es ist ein Wandfußgletscher in bester klimatischer und morphologischer Gunstlage des Gipfelraumes, wie wir ihn an mehreren Orten des subtropisch-mediterranen Raumes finden können. Alle diese Eismassen sind mit ihrer Existenz auf einen kleinen, gut eingerahmten Karboden angewiesen. Sie können bei einem Höherrücken der Schneegrenze kaum ausweichen, höchstens vollständig verschwinden, und umgekehrt werden bei einem Absinken der Schneegrenze die über die Gunst- und Schutzlage hinausstoßenden Gletscherpartien von einer viel intensiveren Ablation erfaßt. Eine Verschiebung der Schneegrenze wird sich bei diesen bescheidenen Wandfußgletschern nicht primär in einer Veränderung der Längenausdehnung und der Höhe der Endlage, sondern vielmehr in einer Verminderung oder Zunahme der Eismächtigkeit und des vergletscherten Areals zeigen (vgl. Seite 191).

Diese Aussage belegen die Moränenwälle der letzten Hochstände. 1902 ist uns auf Photographien überliefert (Lit. 267 und Abb. 3). Die Ablagerungen von 1850 liegen unmittelbar davor und sind mit dem abgebildeten Gletscherende verzahnt. Klaer hat die seitlich erhöhten Moränen als Fernau-Stadium datiert (147, S. 63). Auch dieser Gletscherstand hatte eine ähnliche Länge und Endlage, nur die Eismächtigkeit und das vergletscherte Areal innerhalb der Schutzzone des Karraumes waren bedeutend größer.

Beim Gletscherrückgang tritt eine weitere Erscheinung dazu: Die Steilwände im Karraum werden schnee- und eisfrei; die Lokalttemperaturen reichen für Permafrostbildungen im Felsgefüge nicht mehr aus. Wenig resistentes Gestein, große Temperaturschwankungen und bedeutende Schmelzwassermengen fördern die Auflockerung und den Abtrag. Fast schlagartig setzt ein übermäßiger Schuttanfall ein, der durch den stagnierenden Gletscher nicht mehr bewältigt werden kann. Die gesetzmäßige Beziehung zwischen dem schuttüberdeckten Gletscherareal und der klimabedingten Schneegrenzänderung löst sich auf. Es stellt sich die Frage, ob nicht in diesen Momenten und auf diese Weise Blockgletscher entstehen können. Wir wollen auf diese Frage zurückkommen.



Abb. 2 Der rezente Gletscher mit einer streng lokalen Schneegrenze von 3650 m. Die Zunge ist unter Blockschutt vollständig begraben; sie liegt dort, wo schon die rezenten Hochstände einen bedeutenden Stirnwall aufgeschüttet haben. In der Karmulde links ist ein Blockgletscher, der schon auf der Photo Penthers die gleichen Ausmaße zeigt. Photo 16. August 1962.

Bei allen mediterranen Gletschern ist das Nährgebiet in den letzten Jahrzehnten sehr klein geworden,



Abb. 3 Photo Penther 20. Juli 1902. Der rezente Gletscher setzt noch auf dem höchsten Gipfelkamm ein. In der Karmulde links außen der Blockgletscher mit der Doppelzunge.

oder es existiert möglicherweise überhaupt nicht mehr. Das heißt: Die strenge Abhängigkeit vom Klima wird durch Schneeanhäufungen und Lawinen ersetzt. Wir sollten also nicht mehr von einem Nährgebiet, sondern von einem Regenerationsgebiet sprechen. Diese Überlegungen zielen dahin, daß wir uns von der Existenz dieser letzten Gletscher nicht allzu sehr beeindrucken lassen und aus diesen lokalbedingten Eismassen nicht auf eine allzu tiefe rezente Schneegrenze schließen. Wir schätzen sie auf 3650 m. (Ausführliche Diskussion in Lit. 203).

### *1.3.2. Die regional gültige Schneegrenze*

Weitere Firn- oder Eisfelder finden wir auf der Nordseite in mehreren Karmulden, aber immer in Verbindung mit Blockgletschern. In der Wurzelzone dieser bewegten Blockmassen liegen vielfach kleine Firnfelder, die allmählich in blankes Gletschereis übergehen (Abb. 11, 12). Alle diese Vorkommen haben wir auf der Vergletscherungskarte (Fig. 1) eingetragen, sie liegen in W-, N- und E-Exposition. Es wäre aber falsch, diese Blockgletscher mit einer rezenten Schneegrenze in Beziehung zu setzen. Die kleinen Firnfelder unmittelbar am Fuß der Karwände ernähren sich aus Schneeanhäufungen und Schneerutschungen; die Eiskörper unter dem Blockschutt bleiben über lange Zeiträume hinweg vor Ablation geschützt. Aus den ersten photographischen und kartographischen Aufnahmen zu Beginn unseres Jahrhunderts ersehen wir, daß die Blockgletscher schon damals in den heutigen Ausmaßen existierten (11 und 267, Abb. 2 und 3). Eine Entstehung erst in der Vorstoßphase 1850 kommt nicht in Frage, da für die Bereitstellung und den Transport der gewaltigen Schuttkubaturen die kurze Zeitspanne nicht genügt. Wir kommen bei der Besprechung der Blockgletscher und der postglazialen Verwitterung nochmals auf solche Datierungsfragen zurück. Eines aber ist sicher: Wir dürfen die schuttbedeckten Eismassen nicht mit den heutigen Klimabedingungen in einen direkten Zusammenhang bringen.

Diese Überlegung bestätigt sich übrigens bei einer Untersuchung der Karwände. Weder Firn noch Eis, höchstens einige perennierende Schneeflecken stellen wir unterhalb 3800 m fest, abgesehen von den erwähnten Eisbildungen in der Wurzelzone der Blockgletscher. Betrachten wir schließlich das NE-Kar, so gewahren wir in günstigen Hochsommern nur zwei perennierende Firn- oder Schneeflecken auf ca. 3800 m Höhe, obschon die allgemeine Exposition eine genau gleiche klimatische Begünstigung wie in der NW- oder E-Talung ergeben sollte (Abb. 6). Gesamthaft gesehen ist der heutige Gletscher mit seiner lokal tiefen Schneegrenze keineswegs für die ganze N-Seite repräsentativ. Die mitt-

lere Schneegrenze der gesamten Schattseite muß zweifellos noch etwas höher sein als der übermäßig lokal begünstigte Wert von 3650 m im NW-Kar; wir schätzen sie auf ca. 3800 m.

Das schwierigste Problem ist die Bestimmung der sonenseitigen Schneegrenze, die nirgends im mediterran-subtropischen Raum an einem realen Gletscher ermittelt werden kann. Es wäre aber nicht richtig, als Analogieschluß die eiszeitliche Differenz zwischen N- und S-Seite zu übernehmen; die Gründe haben wir an anderer Stelle diskutiert (203). Es bleibt uns nichts anderes übrig, als neben einer allgemeinen geomorphologischen und klimatischen Beurteilung die Erfahrungswerte aus den höheren Gebirgen Hochasiens zu übernehmen. Die 400 m von Wissmann (359) scheinen uns ein minimaler Wert zu sein, eher vermuten wir am Erciyas eine Schneegrenzdifferenz von 500 m, die in einer ähnlichen geographischen Breite auch am Hindukusch ermittelt wurde (233). Betrachten wir die Südseite des Erciyas, so stellen wir ein Verschwinden der letzten Schneereste im Spätsommer fest. Auch an den morphologischen Gunstorten des Gipfelraumes ist nicht der geringste Hinweis auf eine nahe Schneegrenze zu finden, sie muß bedeutend über dem Gipfelniveau liegen (Abb. 7, 8, 10). 400–500 m höher als auf der Schattseite ergibt einen sonenseitigen Wert von 4200–4300 m.

Wenn wir schließlich im Mittel eine rezente Schneegrenze von 4000 m bestimmen, so ist dieser regional gültige Wert kaum zu hoch gegriffen. Er entspricht der heutigen klimatischen Situation in Zentralanatolien. Wir werden auf Seite 192 das Problem der Expositionsdifferenzen zusammengefaßt nochmals diskutieren.

### *1.4. Die wärmeiszeitliche Vergletscherung und ihre Schneegrenze*

Unsere Feldaufnahmen sind auf der Vergletscherungskarte (Fig. 1) eingetragen. Wir müssen aber die Kartierungsschwierigkeiten besonders erwähnen, weil alle unsere Höhen- und Ortsangaben durch die soeben aufgenommenen Karten 1 : 25 000 beträchtliche Korrekturen erfahren dürften. Vorläufig sind diese wertvollen Blätter militärisch streng geheim und selbst für wissenschaftliche Zwecke unmöglich zu erhalten. Wir rechnen damit, daß einzelne unserer Höhenangaben, basierend auf den bis heute verfügbaren Karten (vgl. 205) und eigenen Messungen bis zu maximal 100 m korrigiert werden könnten, was für den Gang und den Sinn unserer Arbeit eine erschreckende Fehlergröße bedeutet. Aus diesem Grunde müssen wir die 5 Großkare im eigentlichen Gipfelbereich, 3 auf der Schattseite (E, NE und NW) und 2 auf der Sonnseite (SW und S), ganz besonders hervorheben. Es sind die mar-

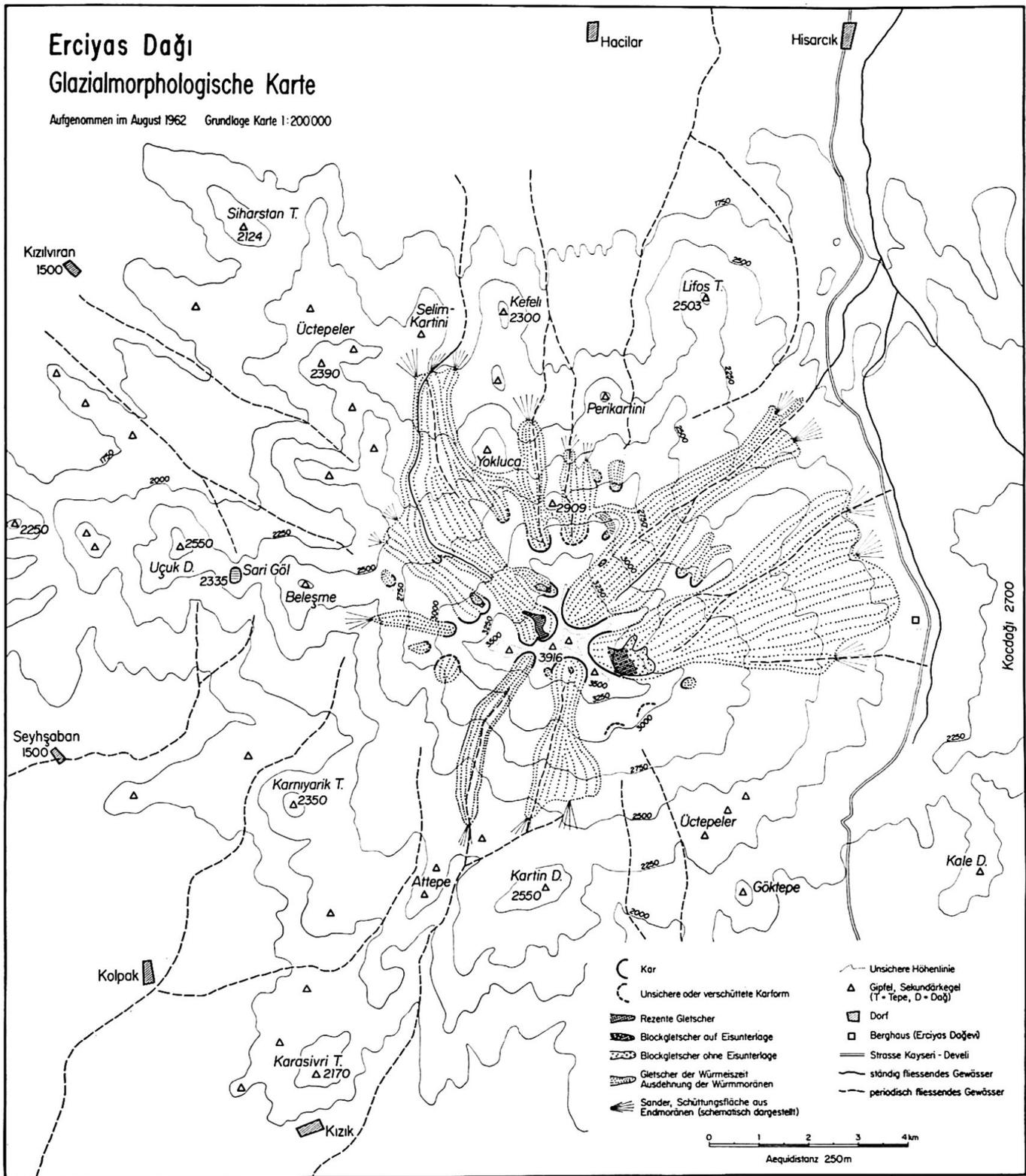


Fig. 1 Erciyas Dagh Vergletscherungskarte

kanten Orientierungspunkte in Anbetracht der mangelhaften Karte und der Vielzahl und Vielfalt der Karformen, die sich orts- und höhenmäßig nur ungenau lokalisieren lassen.

Für eine wissenschaftlich einwandfreie Felddaufnahme ergaben sich aber noch andere Schwierigkeiten: Wir glaubten anfänglich, mit der Schotteranalyse die verschiedenen Ablagerungsformen zu erfassen. Aber das vulkanische Material ist so fein differenziert, daß wir es makroskopisch vielfach nicht be-

stimmen konnten, und die notwendige Beschränkung auf einen Gesteinstyp zur Unmöglichkeit wurde. Dazu zeigen zahlreiche Ergußgesteine eine bestimmte Zurundung als Verwitterungseffekt, und schließlich war eine nachträgliche Aufsplitterung in kantige oder plattige Formen so weit verbreitet, daß eine morphometrische Auszählung endgültig scheitern mußte. Mit Sicherheit ließen sich nur gewisse Größenunterschiede, Materialsortierungen, Lagerungsverhältnisse und ein allgemeiner Zurun-

dungszustand feststellen und interpretieren. Eine wissenschaftlich-statistische Aufnahme fehlte aber, und das vermißten wir besonders in den kritischen Übergangszonen und vor allem bei der Beurteilung der eiszeitlichen Ablagerungen in den tiefgelegenen Gehängensichen, die gerade für die Bestimmung der Schneegrenze von größter Bedeutung waren.

Im folgenden besprechen wir ganz kurz im Rundgang die einzelnen eiszeitlichen Gletscher des Erciyas; wir beginnen auf der Ostseite, durchqueren die Nordabdachung und drehen über die Westexposition zum Schluß auf die Südseite.

#### 1.4.1. Die einzelnen würmeiszeitlichen Gletscher (Fig. 1)

##### Der Ostgletscher (Abb. 4 und 11)

Gegen Osten öffnet sich das größte Kar des Erciyas mit einer Weite von ca. 700 m. Unter dem Gipfel setzt der eiszeitliche Gletscher ein und bedeckt die tiefe Karmulde mit bedeutender Mächtigkeit. Nach dem Verlassen der seitlich begrenzenden Karwände floß die Eismasse über dem offenen Vulkansockel fächerförmig auseinander, eine gewaltige Deponie bis in die Tekir-Talung auf 2150 bis 2250 m ausbreitend. Bartsch hat dieses 5 km lange Moränenfeld, in dem sich unzählige Wall- und Hügelformen folgen, bereits beschrieben (11). Nach unserer Meinung entstand dieser Formenschatz durch blockstromartige, partielle Massenbewegungen unmittelbar nach dem Gletscherrückgang. Der genau gleiche Prozeß spielt sich heute innerhalb des Kares ab, wir werden auf diese Probleme zurückkommen.

Die breiten Moränenfelder enden vielfach in einem Steilrand. Darunter beginnen die Sanderfelder mit einem maximalen Böschungswinkel von  $7^\circ$ , der sich bis zur Tekir-Talung langsam ausflacht (Abb. 4). Die Schüttungsrichtung kann an einigen Orten mit einer Durchbruchstelle im Moränenrand in Zusammenhang gebracht werden. Sanderstruktur und Schüttungsrichtung sind aber nicht einfach zu bestimmen, weil diese Flächen heute stark verschwemmt, von Vegetation überzogen, von Verwitterungsschutt bedeckt und teilweise von letzten Lockermaterialeruptionen überschüttet sind (205). Zusammengefaßt hat sich aus dem größten Kar auch der größte eiszeitliche Gletscher des Erciyas entwickelt, der eine Länge von 5–6 km erreichte und eine Fläche von mindestens 10 km<sup>2</sup> bedeckte, wobei die gewaltige Kubatur der transportierten und abgelagerten Schuttmassen jedem Beobachter zu denken geben muß.

##### Kleinkare zwischen E- und NE-Gletscher (Abb. 5)

Zwei kleine Kare liegen weit vorgestaffelt zwischen den beiden großen Eisströmen, das östliche auf ca.



Abb. 4 Rechts hinten der Gipfel des Erciyas Dagh, der nach links in den Ostgrat übergeht, dazwischen das große Ostkar. Im Mittelgrund der linken Bildhälfte die Moränenhügel des Ostgletschers. Im Vordergrund die würmeiszeitliche Sanderfläche.

2900 m, das westliche auf ca. 2800 m. Die Karnischen sind wenig deutlich ausgeformt und zum Teil stark verschüttet. Aber es kann eindeutig nachgewiesen werden, daß in diesen Formen zwei kleine Gletscher entstanden, die sich in ihrem Lauf vereinigten und auf 2600–2700 m wieder in zwei Zungen auflösten (Länge etwas mehr als 1 km). Möglicherweise kam es sogar zu einem Zusammenfluß mit dem großen NE-Gletscher.

##### Der NE-Gletscher (Abb. 6)

Der Gletscherlauf wird durch zwei seitliche Höhenzüge eingerahmt. Es wäre aber falsch, diese als Seitenmoränen zu bezeichnen, obschon ihre Höhe vom Würmgletscher erreicht und überschüttet worden ist. Wir erkennen ganz deutlich die anstehenden Gesteine, die strukturbedingt mit den auslaufenden seitlichen Karwänden in Zusammenhang stehen. Die glaziale Erosion hat sich hier gewissen tektonischen Gegebenheiten angepaßt; es ist im Unterschied zur E-Seite ein richtiger Talgletscher entstanden. Wie weit im oberen Teil der Talung gelegene Längsmoränen als Rückzugsphasen zu bezeichnen sind (11, S. 121), ist nicht eindeutig zu entscheiden. In tieferen Lagen geht die Moränendecke, die sich wiederum durch eine gewaltige Materialmasse auszeichnet, in die üblichen ungeordneten Hügel- und Wallformen über. Ein besonderes Problem bildet die Festlegung des Gletscherendes in der Nähe der Paßstraße. Links des Baches läßt sich ein Moränenzug bis auf 2050 m verfolgen, der in der Größe, Zurundung und Sortierung des Materials deutlich von den fluvial transportierten und sanderartig abgelegten Komponenten zu unterscheiden ist. Im ge-

samten erhalten wir eine Gletscherlänge von ca. 6,5 km, etwas mehr als der E- und NW-Gletscher, ob- schon sein Einzugsgebiet viel kleiner ist. Die seitlich begrenzenden Höhenzüge verhinderten ein fächer- förmiges Auseinanderfließen, und durch diese Kon- zentration in der Fließrichtung entstand der längste Gletscher des Erciyas.

#### *Die Kare zwischen NE- und NW-Gletscher*

Dieser Raum ist besonders schwierig zu besprechen, weil die bis heute verfügbaren Karten weder eine Orientierung noch eine Eintragung ermöglichen. Wir unterscheiden zwei größere Gletscher. Der erste bildete sich östlich P. 2909 und endete in mehre- ren Zungen zwischen 2350 und 2500 m. Der zweite wurzelte in einem höher gelegenen Kar westlich P. 2909 und wurde in seinem Mittellauf durch den Sekundärkegel Yokluca in zwei Arme aufgeteilt. Der linke Teil ergoß sich in den großen NW-Eisstrom, eine auffällig mächtige Seitenmoräne bildend. Der rechte endete auf ca. 2200 m, wobei Gefällsknick, Material- und Farbwechsel den Übergang zum Sander anzeigen. Dieser wiederum verliert sich in einer tertiären oder altquartären, gut geschichteten Akkumulationsmasse, die sich durch tiefe Erosions- rinnen auszeichnet. Zahlreiche Datierungsfragen werden in Zukunft hier zu lösen sein (205; Gebiet der Abb. 1 und 9).

Besonders interessant sind die tiefgelegenen Glazial- bildungen in diesem Raum. Südlich des Perikartini finden wir ein Kar auf 2750 m, aus dem nordwärts ein kleiner Gletscher ausströmte. Unmittelbar west- lich daneben ist eine winzige karähnliche Mulde noch auf 2700 m anzutreffen, die ebenfalls eine ei- gene Firn- oder Eismasse hervorbrachte, wie die Ablagerungen eindeutig beweisen. Ja, wir haben zwi- schen Perikartini und Yokluca sogar Nivationsfor- men auf 2350 m gefunden. Selbst wenn wir diese letzten Erscheinungen ausschließen, so ergeben sich gerade in diesem Raum klare Beweise für eine er- staunlich tiefe nordseitige Schneegrenze. Betrach- ten wir den gesamten Abschnitt auf der Vergletsche- rungskarte, so fallen uns vor allem die Transfluen- zen auf. Der Vulkanhang wurde durch zahlreiche Parasitärkegel durchbrochen, so daß zwischen ihnen je nach Gefällsverhältnissen ein Eisstromnetz in kleinster Form entstand.

#### *Der NW-Gletscher (Abb. 2)*

Auch dieser Gletscher war durch seitliche Höhen- züge klar begrenzt. Verlassen wir die Stirnwälle der rezenten Hochstände, so betreten wir ein weites San- derfeld, das wohl vom Spätglazial bis zum Beginn unseres Jahrhunderts periodisch immer wieder über- schüttet wurde. Unmittelbar darunter beginnen die spät- bis postglazial eingetieften Erosionsrinnen, die in den unteren Partien sogar das anstehende Ge-



Abb. 5 Karformen im Vulkansockel zwischen NE- und E-Gletscher auf 2800–2900 m. Die glaziale Ausformung ist bescheiden, doch sind diese Nischen interessante Zeugen einer relativ niedrigen eiszeitlichen Schneegrenze. Im Vordergrund periglaziale Schuttzungen.

stein freilegen. Die würmeiszeitliche Gletscherzunge löste sich vor der Blocklava des Selimkartini auf, und der Sander umspülte diese Ausbruchsmasse. Deutlich steigen vom Yokluca her die Seitenmoränen des zuströmenden Gletschers ab, währenddem ein Zufluß des Westgletschers in der Morphologie weniger deutlich in Erscheinung tritt. Die Gletscher- länge dürfte ca. 6 km betragen haben, die Endlage



Abb. 6 Der große NE-Gletscher. In der Karwand zwei perennierende Firnflecken auf ca. 3800 m. Die Schutthalden steigen bis ca. 3500 m auf und haben den Karboden vollständig überschüttet. Einziges Kar der Nordseite ohne Blockgletscher. Die abgelagerten Moränen sind hügelig und zum größten Teil ungeordnet. Die seitlichen Höhenrücken sind alte Verebnungsflächen, die aber vom würmeiszeitlichen Gletscher randlich überschüttet wurden.

geben wir mit 2000 bis 2100 m an. Neben der Unsicherheit der Karte kann der tiefste Punkt der Gletscherzunge auch materialmäßig nicht genau fixiert werden, weil rezente Erosion und Akkumulation eine Übergangszone geschaffen haben, in der sich die letzten Moränenkomponenten in weiter Streuung verlieren. Sicher aber ist das Gletscherende von Bartsch mit 2300 m zu hoch angegeben. Im Zungenbereich schließt wieder eine Sanderfläche an, die bei der Wasserfassung und der Yayla beginnt und sich mit ca. 4° Neigung bis zum Engpaß zwischen Selimkartini und Kefeli absenkt, wo grundsätzlich neue Erosions- und Akkumulationsverhältnisse entstehen.

### *Die Kare auf der Westseite*

Nach WNW öffnet sich im Kaya Tepesi, dem Westgipfel des Erciyas, ein großes Kar auf 3100–3200 m. Aus ihm floß ein Gletscher, der sich im Vorland rasch verfächerte und im östlichen Teil in den NW-Strom einmündete. Die Gletscherlänge betrug wenig mehr als 2,5 km, die breite Front endete durchschnittlich auf 2500 m. Sehr interessant ist eine weit nach vorn abgesetzte Hohlform östlich des Belesme, deren Boden auf ca. 2650 m liegt und einen eigenen kleinen Gletscher hervorgebracht hat. Damit ist ein Argument von Bartsch in Frage gestellt, daß der unvergletscherte Belesme (2750 m) eine darüberliegende Schneegrenze anzeige. Wir werden auf dieses Problem zurückkommen. Im übrigen finden wir westlich des Belesme den Bergsee Sari Göl, der aber mit einer glazialen Entstehung nichts zu tun hat (205).

In genauer Westrichtung bildete sich ein 2 km langer Gletscher, seine Zunge lag auf 2450 m. Schließlich treffen wir auch in SW-Exposition auf 2900 und 3000 m Karnischen an, die ebenfalls kleine Eismassen beherbergten. Ihre kartographische Darstellung ist problematisch, aber ihre Bedeutung für die Schneegrenze der Südseite höchst wichtig.

### *Der westliche Südgletscher (Abb. 7)*

Die Eintiefung zwischen dem Hauptgipfel und dem westlichen Vorgipfel des Kaya Tepesi bildete ein ideales Einzugsgebiet für einen eiszeitlichen Gletscher. Eng begrenzt durch absteigende Felsrippen, die auf dem Vulkansockel in breite Hochrücken auslaufen, blieb das Gletscherbett relativ schmal, steil und im oberen Teil gut geschützt. Ganz ähnlich wie beim NE-Gletscher wurde der Bewegungsablauf konzentriert, die Stoßkraft erhöht und dementsprechend die Endlage tief. Die Gletscherlänge betrug weniger als 4 km; aber die Zunge lag auf 2300 Meter in einer Mulde zwischen Parasitärkegeln im Raum Attepe und Kartın Dagh. Die längsgerichteten Moränenzüge, die langsam im Sander ertrinken, gehören zu den besterhaltenen Glazialformen im



Abb. 7 Der westliche Südgletscher. Einzugsgebiet in der strukturbedingten, heute von postglazialen Verwitterungsschutt überdeckten Karmulde zwischen Kaya Tepesi (links) und Erciyas Hauptgipfel (rechts). Im Mittelgrund die auslaufenden, längsgerichteten Moränenzüge, die in der Sanderfläche enden (Vordergrund).

würmeiszeitlichen Bereich des Erciyas. Eindrücklich ist vor allem die tiefe Endlage auf der Südseite, und erstaunlich ist die Tatsache, daß dieser Gletscher von den bisherigen Autoren überhaupt nicht erwähnt oder kartiert wurde (11, 17, 147).

### *Der große Südgletscher (Abb. 8)*

Zwischen dem Hauptgipfel und dem Ostgrat ist das große Südkar eingebuchtet, von Verwitterungsmaterial völlig zugeschüttet. Die Austrittsstellen des Gletschers lassen sich dank den mächtigen glazialen Ablagerungen deutlich rekonstruieren. Wie beim Ostgletscher floß auch diese Eismasse auf dem offenen Hang wie ein Fladen auseinander und endete in einer breiten Front auf 2500 m. Die anschließende Sanderfläche ist durch ihre helle Farbe gut erkennbar. Am rechten Gletscherrand stieß eine Zunge in günstigen Gefällsverhältnissen auf eine tiefere Geländestufe vor und endete auf 2400 m.

Der gesamte Raum nördlich und östlich des Kartın Dagh dürfte bei künftiger genauerer Kartierungsmöglichkeit und besserer Materialkenntnis zu einer

Schlüsselstelle werden. Der würmeiszeitliche «Outwash» ist an der Blocklava des Kartin Dagh aufgestoßen und gut erhalten. Unmittelbar westlich davon erfolgten rezente Erosions- und Akkumulationsvorgänge, und östlich davon sind in tiefen Rinnen ältere Schüttungshorizonte aufgeschlossen, die vorläufig noch nicht geklärt und datiert sind. Das Zusammenspiel all dieser Phasen muß noch offen bleiben, aber die Frage nach einer älteren Eiszeit wird hier gestellt.

#### *Kleine Kare auf der Südseite (Abb. 10)*

Im ganzen gesehen weckt die Südseite den Eindruck, als ob hier überhaupt keine Vergletscherung möglich gewesen sei. Aber die auf beiden Gebirgsseiten seit dem Hochglazial verschiedenen ablaufenden Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge täuschen uns ein falsches Bild vor. Mehrere kleine Karnischen sind erhalten, zum Beispiel auf 2900 m im SE. Wir fragen uns aber, ob nicht noch mehr karähnliche Mulden oder Nivationsformen vorhanden waren, die heute weitgehend zugeschüttet sind. Zum Beispiel zeigt Abb. 10 ganz deutlich eine Einbuchtung im Hang, darüber die wenigen noch anstehenden Felsbänder und darunter die verstellte Rückwand einer Hohlform, aus der ein Schuttstrom ausgeflossen ist. Wenn wir die spät- bis postglaziale Zuschüttung der Großkare (SW, S, NE) bedenken, dann müssen wir uns ernsthaft fragen, ob nicht zur Eiszeit noch mehr Hohlformen als Zeugen einer glazialen Formbildung und als Beweise einer südseitig relativ tiefen Schneegrenze freilagen.

#### *1.4.2. Die würmeiszeitliche Schneegrenze*

Wie schon bei der Bestimmung der rezenten Schneegrenze stellt sich auch hier die Frage, welche Methoden anzuwenden sind (Seite 188). Bartsch entschied sich für die Partsch-Brücknersche Gipfelmethode (11, S. 122). Dieses Vorgehen ist aber in einem vulkanischen Gebiet nicht sehr glücklich. Die Gipfel in der kritischen Höhenzone, die für eine Vergletscherung in Frage kommen, sind durchwegs Parasitärkegel. Diese regelmäßigen Formen eignen sich für Schneeanstimmungen und Eisbildungen sehr schlecht. Ganz anders das Massiv des 2700 m hohen Koçdagh (östlich der Tekir-Straße), das unvergletschert blieb und auf eine würmeiszeitliche Schneegrenze mindestens auf dieser Höhe hinweist.

Wenden wir die meistbenutzte Methode Höfers an, der die Schneegrenze aus dem arithmetischen Mittel zwischen der mittleren Höhe des Kammes, welcher das Nährgebiet des Gletschers begrenzt (in unserem Falle ca. 3800 m), und der Höhe des Gletscherendes bestimmt. Am Erciyas enden die Gletscher auf der Nordseite zwischen 2000 und 2200 m, auf der Süd-



Abb. 8 Der große Südgletscher. Das Kar ist zwischen Erciyas-Hauptgipfel (links) und dem Ostgrat (rechts) eingebuchtet, heute durch die intensive spät- bis postglaziale Verwitterung zugeschüttet. Auf dem Vulkansockel fächern die glazialen Ablagerungen breit auseinander und gehen an ihrem Ende in eine deutlich sichtbare, helle Sanderfläche über (2500 m). Links ein Moränenzug, der seitlich eine tiefere Geländestufe erreicht (2400 m).

seite zwischen 2300 und 2500 m, das ergibt eine mittlere Differenz zwischen Sonn- und Schattseite von 300 m. Für die Schneegrenze der Nordseite erhalten wir somit 2900—3000 m, für die Südseite 3050—3150 m.

Aber auch dieses Ergebnis müssen wir in Frage stellen, weil Kleinkare unterhalb dieser berechneten Schneegrenze selbständige Gletscher entwickelt haben. Es sind zwar eher Hohlformen, wir dürfen kaum von Karformen sprechen. Sie befinden sich aber in keiner besonderen Gunstlage, ihre Höhe beträgt auf der Nordseite 2700 m, auf der Westseite sogar 2650 m und auf der Südseite 2950—3000 m. Zwischen Schatt- und Sonnseite ergeben sich wiederum Differenzen von ca. 300 m. Diese Formen zeugen eindeutig dafür, daß die klimatischen Bedingungen zur Gletscherbildung auf ihrer Höhe erfüllt waren. Mit den vorsichtigeren Werten gerechnet, muß die Schneegrenze der letzten Eiszeit auf der Nordseite in 2700 m, auf der Südseite in 3000 m gelegen haben.

Diese Widersprüche in der Schneegrenzbestimmung führen uns zu einer wesentlichen Aussage. Ein alpiner Talgletscher ist seitlich begrenzt und durch die Eintiefung vor allzu intensiver Strahlung geschützt; Eismächtigkeit und Gefälle geben ihm eine bestimmte, gerichtete Fließkraft und eine relativ niedrige Endlage. Die Gletscherbildung an offenen Hängen, geradezu typisch an einem regelmäßigen Vulkankegel, muß mit ganz andern Bedingungen rechnen. Nach dem Verlassen der schützenden Gipfelkare fließt der Gletscher fächerförmig auseinan-

der, verliert seine gerichtete Fließkraft und schmilzt unterhalb der Schneegrenze rasch aus. Die Schneegrenze kann in den sich nach unten gewaltig verbreiternden Eiskuchen keineswegs in der Mitte zwischen Umrahmung des Nährgebietes und dem Gletscherende liegen. Den Beweis dafür liefern uns ganz eindeutig die tiefsten Kleinkare mit den schwachen, aber sicheren Gletscherbildungen. Wenn wir die Schneegrenze für die letzte Eiszeit nordseitig auf 2700 m, südseitig auf 3000 m, im Mittel auf 2850 m festlegen, so sind diese Werte eher vorsichtig formuliert und dürften vielleicht in Zukunft bei genaueren topographischen Aufnahmemöglichkeiten geringe Tiefenkorrekturen erfahren.



### 1.5. Spuren einer älteren Vergletscherung (Abb. 9)

Verschiedene, zum Teil aber noch unsichere Indizien deuten auf eine ältere Kaltzeit hin, die zweifellos unserer Rißeiszeit entspricht.

Auf der Nordseite, besonders beidseits des Nordosttales, sind breite Hochrücken erhalten, die über dem sichtbar anstehenden Gestein außerhalb des Würmbereiches eine Streu von auffällig gerundetem Material tragen. Die Zurundung an wenig widerstandsfähigem vulkanischem Gestein läßt aber keinen eindeutigen Schluß zu. Immerhin haben die Würmgletscher die schwachen Taleintiefungen vollständig aufgefüllt und die Randhöhe teilweise überschritten, so daß eine umfassendere Eisbedeckung des höheren Vulkansockels durch eine ausgedehntere Eiszeit ohne weiteres möglich wäre.

In den Ablagerungsräumen unterhalb der würmeiszeitlichen Endmoränen finden wir an zahlreichen Stellen Indizien einer älteren Vereisung. Auf der Südseite sind in rezent eingetieften Rinnen schwach geschichtete und mit groben Blöcken durchsetzte Horizonte aufgeschlossen. Sind hier torrentielle Abtragungsvorgänge im Spiel, oder liegen ältere glaziale Ablagerungen vor? Wir wissen noch zu wenig genau, wie der Vulkan in dieser Zeit ausgesehen und was für Material er gefördert hat. Gleichen Problemen begegnen wir in der Tekir-Ebene, wo beim Bau des neuen Berghauses vieldeutige, aber infolge der geringen Tiefe nicht eindeutige Aufschlüsse freigelegt wurden.

Die überzeugendsten Formen befinden sich in der Talung zwischen Perikartini und Kefeli, unmittelbar nordwestlich des Perikartini, auf einer Höhe von ca. 1900 m. Auf dem vorwiegend tertiären Ablagerungsmaterial fällt eine lokal begrenzte Blockstreu auf; die größten Exemplare haben eine Kubatur von über 100 m<sup>3</sup> (Abb. 9). Weder Sturz noch fluvialer oder solifluidaler Transport sind möglich, eine glaziale Umlagerung rückt als Erklärung in den Vordergrund. Wir befinden uns ca. 2 km vom würmeiszeitlichen Gletscherende entfernt, der Hö-

Abb. 9 Großblöcke eines fremden Materials nordwestlich Perikartini auf ca. 1900 m Höhe. Rechts der Abhang des Sekundärvulkans Kefeli, in der Mitte eine Erosionsrinne im tertiären Aufschüttungsmaterial. Die Blöcke sind sehr wahrscheinlich Relikte einer älteren und ausgedehnteren Eiszeit (Riß).

henunterschied beträgt 300 m. Diese Distanz- und Höhendifferenz gegenüber der letzten Eiszeit ist ohne weiteres denkbar; ähnliche Werte ergeben sich in der Sierra Nevada (204) und aus der Arbeit Spreitzers im Ala Dagh (324). Die Schneegrenze der Rißeiszeit mußte ca. 200 m tiefer liegen als in der Würmeiszeit. Wir erwähnen schließlich auch noch die Ergebnisse von Bartsch (11), der aus der Dreigliederung der fluviatilen Terrassen in der Tekir-Ebene auf die Abfolge mehrerer Kaltzeiten geschlossen hat.

Alle diese Aussagen verlangen aber, daß der Erciyas seit der Rißeiszeit keine großen Höhenveränderungen erfahren hat, was durch die nachgewiesenen jüngeren Eruptionen fraglich ist. Diese Probleme haben wir an anderer Stelle diskutiert (205). Sie sind bis heute nicht eindeutig gelöst und verlangen in Zukunft noch genauere Untersuchungen und Datierungen.

### 1.6. Verwitterung und Blockgletscher

#### 1.6.1. Verwitterung und Hangasymmetrie (Abb. 10, 11)

Die gewaltigen Massen der glazialen Ablagerungen sind am Erciyas beeindruckend. Die petrographischen und klimatischen Bedingungen für eine rasche Auflockerung und Abtragung müssen vor und während bestimmter Phasen der letzten Kaltzeit äußerst günstig gewesen sein. Aber auch seit dem ausklingenden Hochglazial, in den Rückzugsphasen und in

den Perioden der ausapernden Karwände, wurden größte Verwitterungsleistungen erreicht (vgl. das aktuelle Beispiel im NW-Kar, Lit. 203). Dieser spät- bis postglaziale Verwitterungsschutt, der von den Gletschern nicht mehr abtransportiert wurde, ist hauptsächlich in den zwei Akkumulationsformen der Schutthalden und Blockgletscher enthalten. Der fluviale Abtransport blieb relativ bescheiden.

Schutthalden und Blockgletscher als klar faßbare Formen geben uns Hinweise auf die Ausmaße und die Bedeutung der Verwitterungsvorgänge nach dem Hochglazial. Es wäre zwar möglich, daß Schutthalden von einem eiszeitlichen Gletscher nicht weggeführt, sondern nur überfahren wurden. Die aktuellen Beispiele zeigen uns aber, daß Restbestände dieser Art unwesentlich sind (NW-Kar Erciyas und Veleto-Kar Sierra Nevada: Eis und Firn liegen direkt auf dem aufgeschlossenen Felsuntergrund).

Betrachten wir die verschiedenen Kare, so finden wir die mächtigsten Schutthalden im NE-, im SW- und im S-Kar, also dort, wo es keine oder nur ganz unbedeutende Blockgletscher gibt (Fig. 1). Schutthalden und Blockgletscher scheinen quantitativ in einem gewissen reziproken Verhältnis zu stehen. Wenn auch Schutthalden und Blockgletscher genetisch miteinander verknüpft sind, so müssen doch für das Zustandekommen der Massenbewegungen ganz bestimmte Bedingungen erfüllt sein. Nur in den Steilwänden der Nordseite liegen perennierende Schnee-, Firn- und Eisflecken; nur dort stehen genügende Schmelzwassermengen für die Bildung von langsamen Massenbewegungen zur Verfügung. Abweichungen ergeben sich selbstverständlich dort, wo Schneeanhäufungen die SE-Exposition begünstigen (z. B. Libanon, Sierra Nevada).

Abb. 10 und 11 stammen vom gleichen Standort auf dem Ostgrat: Klassische Hangasymmetrie zwischen Sonn- und Schattseite. Auf der Südseite erkennen wir die Anhäufung des Trockenschutts und das Höherwachsen der Schuttdecken bis in die Gipfelregion; der mittlere Böschungswinkel schwankt zwischen 30 und 33°. Im Unterschied dazu zeigt die Nordseite mit den herausragenden Verwitterungshärtlingen eine konvexe Form mit einem Winkel von 38—40°. Der Vergleich der beiden Hangneigungen beweist uns, wie die Südseiten durch den intensiveren Verwitterungsgang rascher ausgeglichen werden und zu größerer Stabilität tendieren, währenddem die steileren Nordflanken durch ein ständiges Abgleiten und Umlagern des Materials charakterisiert sind. Gerade am Erciyas ist diese Formendifferenz qualitativ und quantitativ besonders eindrucklich, weil nicht die Schichtung oder Klüftung des Gesteins, sondern vorwiegend der lokalklimatische Gegensatz dafür verantwortlich ist. (Im Unterschied zum Bolkardagh-Taurus, wo viel-



Abb. 10 Südseite des Erciyas Dag. Blockiger Verwitterungsschutt steigt bis zum Ostgrat auf. Letzte Verwitterungshärtlinge markieren eine Hangleiste. Darunter zeichnet sich eine schwache, stark verschüttete Hohlform ab.

fach die Faltenstrukturen mit ihrem Schichtfallen die Hangasymmetrie beeinflussen und verstärken.)

Die bedeutenden Schuttmassen, vor allem in Südexposition, weisen auf einen äußerst intensiven, frostbedingten Verwitterungsgang hin. Die Hangüberdeckung (Abb. 10) und vor allem die Zuschüttung der würmzeitlichen Glazialformen (Südglet-



Abb. 11 Teilansicht des großen Blockgletschers im Ostkar. Entstehung in Nordexposition, nicht am Fuß der großen Schutthalden in der Fallinie des Gipfels. Die zonale Gliederung durch verschiedene Bewegungsrichtungen und verschiedene Bewegungsgeschwindigkeiten zeichnet sich in den Oberflächenformen ab. Talauwärts Übergang zu fossilen Formen.

scher, Abb. 8) weisen darauf hin, daß unmittelbar nach dem Hochglazial eine rasche Ausaperung erfolgte, so daß ein Teil des Spätglazials mit kalt-trockenem Klima an dieser Verwitterungsleistung mitwirkte. Jedenfalls können wir die gewaltigen Materialkubaturen, die in Blockgletschern und Schutthalden konserviert sind, nicht ausschließlich der kurzen und mehrheitlich warmen Postglazialzeit zuordnen.

### 1.6.2. Das Problem der Blockgletscher (Abb. 11, 12, 13)

Wir können in diesem Abschnitt nicht das gesamte komplexe Problem der Entstehung, Bewegung und Datierung der Blockgletscher diskutieren. Unsere Arbeit verlangt aber doch jetzt schon einige Überlegungen, die für die klimamorphologischen Zusammenhänge von Bedeutung sind.

#### *Entstehung und Exposition*

Die Terminologie ist bis heute unklar geblieben. Die Begriffe Blockgletscher und Blockströme treten miteinander auf und haben bis heute keine klare Definition erfahren. Die Unsicherheit hängt zweifellos mit den teilweise noch unbefriedigenden Kenntnissen über das Wesen und die Entstehung dieser Massenbewegungen zusammen. Nach den meisten Autoren entstanden Blockgletscher in den Rückzugsphasen der Gletscher, indem kleine Eismassen im Karhintergrund durch den anfallenden Verwitterungsschutt überdeckt wurden (277, 28, 147). Das Eis blieb vor Ablation geschützt, die Schuttbedeckung nahm zu, eine Bewegung kam in Gang. Wir fragen uns, ob nicht im Augenblick ähnliche Prozesse beim rezenten Gletscher im NW-Kar ablaufen (203). Genügen aber diese Erklärungen?

Betrachten wir den Blockgletscher im Ostkar, so stellen wir eine zusammenhängende Eisunterlage von der Wurzelzone bis zum markanten Eissee über eine Distanz von 680 m fest. Die Schuttbedeckung beträgt zuoberst 0—50 cm, nimmt dann talwärts ständig zu und erreicht beim Eissee 3,5—5 m (Abb. 12), teilweise sogar bis zu 10 m. Ist dieses gesamte Eisfeld überschüttet worden oder ist der ehemalige Eiskörper talwärts geflossen? Hat er sich dabei ausgeflacht oder ist das abfließende Eis in der Wurzelzone neu ersetzt worden?

Auf Abb. 11 zeichnet sich in der deutlich sichtbaren Doppelzunge mit den aktiven Fließformen eine Bewegungsrichtung nach Norden quer durch den Karboden ab, nur durch das natürliche Gefälle etwas talwärts abgelenkt. Das bedeutet, daß im weiten Ostkar die N- bis E-Exposition eine Sonderstellung einnimmt. Die Blockgletscher entstehen nicht in der Fallinie des Gipfels, wo sich die mächtigsten Schutthalden befinden, sondern am Fuß der nord-



Abb. 12 Eissee im Zentrum des aktiven Blockgletschers. Die Oberfläche des Eises ist am scharf gezeichneten Feuchtigkeitshorizont deutlich zu erkennen.

exponierten Steilhänge mit den lange liegenden Schneeflecken. Ein Blockgletscher bildet sich nicht am Fuß einer stabilisierten Schutthalde, sondern er verlangt eine Ernährungsstelle, die periodisch (vor allem zur Zeit der Schneeschmelze) oder regelmäßig (je nach Höhenbereich und perennierender Schneelage) eine beträchtliche Schuttmasse liefert. Dazu gehört fast durchwegs eine zerrüttete Felszone, die sich noch aus den Schuttdecken heraushebt und das anfallende Material steinschlagartig bis auf das Wurzelgebiet des Blockgletschers abgibt. In der Gunstexposition, in der wir jeden aktiven Blockgletscher finden, steht aber auch ganzjährig Schmelzwasser zur Verfügung. Firn- oder Schneeflecken gehören zum Charakteristikum jeder Wurzelzone, ganz unabhängig von der Eisunterlage. Wir haben im Hochsommer in den oberen Bereichen richtige Bäche zwischen Eis und Schuttdecke festgestellt (ca. 600 Minutenliter), die dann zum kleineren Teil an der Stirn des Blockgletschers sehr diffus als kleine Quellen von ca. 5 Minutenliter ausflossen (Abb. 13). Der größte Teil dieser Wassermenge trat überhaupt nicht mehr als sichtbarer Abfluß in Erscheinung.

Das führt uns zum *Bewegungsproblem*. Nach unserer Meinung ist der Bewegungsvorgang nicht allein auf die Eisunterlage angewiesen. Durch Block- und Eisbewegung ist ein Feinhorizont entstanden, der nun die Funktion des Eises übernimmt, der durch Frostwechsel aktiviert wird, und infolge des meist großen Gefälles einen beschränkten Gleitvorgang der auflagernden Blockmasse erlaubt. Diese gut durchfeuchteten Gleithorizonte können wir in jeder Blockgletscherstirn beobachten, ganz unabhängig, vom Gestein (vulkanisches Material am Erciyas, Kalk am

Taurus, Kristallin am Kaçkar Dag). Immerhin muß beim Ostkar-Blockgletscher eine gewaltige zusammenhängende Eisunterlage vorhanden sein, wie zahlreiche Aufschlüsse an Schmelzwasserrinnen und Eisseen (Abb. 12) bis ins Zentrum der Blockmasse beweisen. Dort, wo die Eisunterlage aufhört, treten bis zu 10 m tiefe Einsturztrichter (Sölle) auf, die absolut trocken sind. Daß sich aber diese eisfreien Teile des Blockgletschers auch noch bewegen, sehen wir an den oberflächlichen Bewegungsformen und an den 10–25 m hohen Stirnseiten. Ihre frontalen Böschungswinkel von ca. 39–42° entsprechen einem labilen Zustand, das heißt, durch die nachdrückenden Gesteinsmassen können sie gar nicht in den stabilen Zustand übergehen (Abb. 13). Diese Messungen haben wir an den verschiedensten Blockgletschern mit ganz unterschiedlichem Material durchgeführt und kamen immer auf die Werte, die nach Piwowar bereits dem instabilen Zustand entsprechen (279).

#### *Das Problem der Datierung*

Wir können den heutigen Blockgletschern nicht nur ein Alter von 100 Jahren geben, wie es in der Literatur häufig geschehen ist und wie es auch am Erciyas versucht wurde. Durch eine Photo Penthers ist uns der Stand eines Blockgletschers von 1902 überliefert worden (vgl. Abb. 2, 3). Ein ganz genauer Vergleich mit den heutigen Ausmaßen läßt sich auf der Photo nicht anstellen, aber Zungenform und -lage entsprechen ungefähr dem heutigen Zustand. Die Veränderungen in den letzten 60 Jahren sind so unbedeutend, daß die Blockmasse auch nicht in den 50 Jahren vorher seit dem Hochstand 1850 entstanden sein kann. Die Länge beträgt ca. 300 m, die durchschnittliche Breite im unteren Teil ca. 130 m; die Wurzel liegt auf 3250 m, das untere Ende auf 3100 m. Allein die Kubatur des Blockgletschers spricht gegen eine Entstehung in 50 Jahren, und wir sehen selbst bei einem Vergleich der klimatischen Bedingungen gar nicht ein, warum er sich in der Zeit vor 1900 bewegt haben sollte, nachher aber nicht mehr. Im übrigen bestätigt auch Klaer diesen Stillstand der Stirn seit den Aufnahmen Penthers 1902, plädiert aber für ein Alter, das dem Hochstand 1850 entspricht. Beweis: «Wäre er älter, ließen sich die frischen Formen nicht erklären» (147). Diese Datierung würde eine Vorrückungsgeschwindigkeit in der Periode 1850 bis 1900 von mindestens 6 m pro Jahr verlangen. So etwas ist meines Wissens noch nie gemessen worden (28, 277), ganz abgesehen davon, daß wir uns den explosiven Verwitterungsvorgang nicht vorstellen können, der in kürzester Zeit diese gewaltige Schuttmasse bereitgestellt hätte. Eine Datierung mit den größten postglazialen Vorstößen, wenn nicht sogar spätglazial, ist unbedingt notwendig. Können wir die Blockgletscher überhaupt auf diese Weise datieren?



Abb. 13 Die instabile Stirn des Blockgletschers. Der Gleithorizont mit dem auffallend hellen Feinmaterial ist am oberen rechten Bildrand zu erkennen. (Böschungswinkel 38–42°.) Die überdeckende Blockmasse ist nicht sichtbar. Im unteren Teil der Stirn häuft sich der beim langsamen Vorrücken anfallende Schutt an. An der Sohle kleine Quellen.

Wir stellen uns die Frage, ob nicht Blockgletscher richtige Stillstandsphasen durchmachen können, sei es als Ganzes oder nur zonal, um bei günstigeren Klimabedingungen wieder reaktiviert zu werden. Zum Beispiel zeigt der besprochene Blockgletscher in der Front fast einen Stillstand seit 1902. Wir sagen nur «fast»; denn der stirnseitige Böschungswinkel von 39° sagt uns, daß ein instabiler Zustand herrscht und offenbar ein völliges Absetzen und Stabilisieren nicht möglich ist. Die Vorrückungsgeschwindigkeit ist vielleicht auf die Größenordnung von Zentimetern pro Jahr beschränkt (vgl. Pillewitzer 277). Im zentralen Teil muß sie etwas größer sein; denn die frischen Wallformen bis zu doppelter Mannshöhe weisen auf aktive Stau- und Scherzonen hin. Als Ganzes kann der Blockgletscher über längere Zeiträume stagnieren. Zur Reaktivierung

braucht es vielleicht nur bescheidene Klimaveränderungen; zum Beispiel häufigere Frostwechsel, längere Schneelagen mit größeren Schmelzwassermengen oder sogar Neubildungen von Eis, sei es in der Wurzelzone direkt oder als Wasser- und Kaverneneis unter der Blockmasse. Die Schichtung der Blockmasse ist so angelegt, daß sie jederzeit wieder eine Bewegung übernehmen kann, selbst wenn durch die Stagnation ein äußerlicher Zerfall eingetreten ist. Damit glauben wir auch das Problem der Eisunterlage gelöst zu haben. Eis ist bei der Entstehung eines Blockgletschers nötig, aber die Ablösung seiner Funktion durch die aufgearbeiteten Feinhorizonte ist ohne weiteres möglich. Eine Bewegung ohne Eisunterlage kommt durch den auflastenden Druck, das notwendige Gefälle und sehr wahrscheinlich durch eine bestimmte Frostwechselwirkung zustande: Probleme, die in Zukunft noch genauer untersucht werden müssen.

#### *Das Problem der fossilen Formen*

Wenn wir die weit ausgebreiteten Formen der glazialen Ablagerungen des Ostgletschers betrachten, müssen wir den eng gefaßten Begriff des Blockgletschers in Frage stellen. Die vielzitierten, unüberblickbaren und ungeordneten Hügelformen mahnen uns an einen zerfallenen Blockgletscher, wie wir es im Zungenbereich aktueller Beispiele beobachten können. Stellen wir uns den eiszeitlichen Ostgletscher vor: er mußte mit Schutt so gewaltig beladen sein, daß hin und wieder kaum eine Eisdecke sichtbar war. Wie spielte sich der Rückzug ab? Ganz sicher nicht als ein regelmäßiges Zurückschmelzen, sondern als ein zonales Auflösen der Eisunterlage. Eisreste blieben unter der Blockmasse liegen. Gefälle und Gewicht des auflastenden Schuttes lösten eigenständige Massenbewegungen aus. Es entstanden blockgletscherartige Formen und Umlagerungen. Mit der andauernden Klimaverbesserung und dem abgeschlossenen Ausschmelzen der isolierten Eiskörper kam die Bewegung zonenweise zum Stillstand. Als Ganzes ergibt sich heute ein morphologischer Zusammenhang von den fossilen Formen auf dem offenen Vulkansockel zu den aktiven Formen im innersten Karraum.

Zusammengefaßt: Fossile Blockgletscher treten im Rand- und Rückzugsbereich der würmzeitlichen Gletscher auf. Aktive Blockgletscher sind an die Rand- und Rückzugsbereiche der rezenten und sub-rezenten Gletscherhochstände gebunden, sie sind in spät- und postglazialen Kältephasen entstanden. Alle aktiven Blockgletscher enden über oder nur ganz knapp unter 3000 m, das heißt, sie sind keinesfalls Zeugen einer rezenten Schneegrenze, sondern höchstens Beweise für eine Schneegrenzsenkung während ihrer Entstehungsphase.

#### *1.7. Solifluktionsgrenze und Waldgrenze*

Rezente Solifluktionerscheinungen in Form von Girlanden- und Fließerdeböden haben wir vereinzelt und schwach ausgeprägt bereits auf 2300 m festgestellt. Deutlicher ausgeformt trafen wir sie erst auf 2500–2600 m an, wobei sich die Vorkommen hauptsächlich auf die Nordseite des Erciyas konzentrierten und an den schuttbedeckten Hängen der Südseite kaum zu finden waren.

Eine auffallende Erscheinung sind die kleinen Schuttströme und Schuttzungen, die von rezenten bis zu fossilen Formen sämtliche Übergänge zeigen. Sie sind im Höhenbereich 2500–2700 m besonders häufig (Abb. 5). In tieferen Lagen bis auf 2000 m (zum Beispiel in der Umgebung des Sari Göls) zeigt die Überwachsung den fossilen Zustand an. Davon sind murgangartige Schuttpülungen deutlich zu unterscheiden, die wir an schuttreichen Sekundärkegeln westlich des Sari Göls beobachten konnten und die mit Frosterscheinungen nichts zu tun haben.

Gesamthaft gesehen legen wir die Untergrenze der deutlichen Solifluktionsformen auf 2500 m fest, wobei schwache Ausbildungen noch in 2300 m anzutreffen sind.

Die Waldgrenze kann heute am Erciyas Dag nur noch an wenigen Restbeständen ermittelt werden. Bartsch hat das Problem eingehend besprochen (11, S. 129) und zitiert auch die Aussage Strabos, daß «der Argaeus einen ihn rings umgebenden Wald» getragen habe. Eine geschlossene Waldgrenze existiert nicht mehr. Der Mensch hat zerstörend eingegriffen, vor allem in der gut zugänglichen Tekir-Ebene. Einzelne Restbestände am Lifos und Kartın Dag lassen die obere Waldgrenze auf 2500 m vermuten, die untere Waldgrenze schätzt Bartsch auf 1400 m (11, S. 130).

Aus den wenigen Angaben ergeben sich interessante Zusammenhänge in der allgemeinen Höhenstufung des Erciyas. Die heute unsichtbare obere Waldgrenze befindet sich auf 2500 m, wo wir auch die Untergrenze der deutlichen Solifluktionerscheinungen festlegen. Die obere Waldgrenze ist somit 1500 m unter der rezenten regionalen Schneegrenze, ein Wert, der mit dem Libanon und dem Taurus sehr gut vergleichbar ist. Damit zeigen sich auffallende Übereinstimmungen Waldgrenze–Schneegrenze, die wir schon bei der Besprechung des Libanons diskutiert haben.

#### *1.8. Schneegrenzen und Schneegrenzdepression*

Die rezente Schneegrenze schätzen wir auf 4000 m, die würmeiszeitliche haben wir mit 2850 m nachgewiesen, das ergibt eine letzteiszeitliche Schneegrenzdepression von 1150 m. Mögliche Fehler eines um

50–100 m zu hohen rezenten Wertes könnten durch einen um 50–100 m zu hohen eiszeitlichen Wert ausgeglichen werden. Deshalb betrachten wir die Schneegrenzdepression von über 1000 m in der Größenordnung als richtig. Nun stellt sich aber die interessante Frage, warum die Schneegrenzdepression am Erciyas größer ist als am Taurus und im Libanon. Wissmann weist doch deutlich nach, daß die Schneegrenzdepression in ariden Gebieten kleiner ist als in humiden (359, S. 216), das heißt, daß die eiszeitliche Schneegrenze über den Trockengebieten wesentlich stärker aufgewölbt war als heute. Wenn dies für den Erciyas nicht zutrifft, dann gibt es nur eine Erklärung: Der Erciyas befand sich zur Eiszeit in einer humideren Zone als heute, die eine allzu starke Aufwölbung der Schneegrenze verhinderte. Diese Folgerung wird auch durch andere Untersuchungen in Anatolien bestätigt. Die ausgedehnten Seenbildungen (183) und vor allem die torrentiellen Ablagerungen bei Ankara in Form von Terrassen lassen auf eine veränderte Niederschlagstätigkeit schließen (45, S. 88). Auch wenn Butzer diese Niederschlagssteigerung in Form von heftigen, unregelmäßigen Gußregen sieht, so hatte sie doch zweifellos einen Einfluß auf die Schneemenge und die Schneegrenzlage. Im übrigen verweisen wir auf die Arbeit von Wright in Kurdistan, der Schneegrenzdepressionen von 1200–1800 m angibt, was im Widerspruch zu den Ergebnissen Bobeks steht (45, 147, 361). Allerdings scheint mir, daß seine Schneegrenzdaten keine regional gültigen Mittelwerte aus Sonn- und Schattseite wiedergeben und deshalb mit Vorsicht aufzunehmen sind (361, S. 132). Immerhin verlangt auch Wright eine erhöhte Niederschlagstätigkeit für die kurdischen Gebirge, was trotz der unterschiedlichen orographischen Situation gewisse Hinweise auf unser Untersuchungsgebiet gibt. Die Klimaverhältnisse der Eiszeit brachten Anatolien nicht nur einen Temperaturfall, sondern auch eine veränderte Niederschlagstätigkeit. Damit wird eine Berechnung der eiszeitlichen Temperaturdepression aus der ermittelten Schneegrenzdepression schwierig. Jedenfalls weist die hohe Schneegrenzdepression auf die unterschiedlichen Klimaverhältnisse hin, in die der Erciyas Dagh in der Eiszeit und in der Gegenwart hineingestellt war und ist. (Vgl. Seite 120.)

## 1.9. Zusammenfassungen

### 1.9.1. Résumé Erciyas Dagh

Les traits principaux volcaniques et tectoniques de l'Erciyas Dagh sont fortement effacés par d'intensifs phénomènes de désagrégation, de dénudation et d'érosion. Les relations entre les processus internes

et externes nous fournissent d'intéressantes possibilités de datation. L'altitude de l'Erciyas Dagh n'ayant pas changé depuis l'époque Würm, peut-être même depuis l'époque Riss, les résultats de géomorphologie glaciaire peuvent être insérés dans une vaste vue d'ensemble des zones d'altitude à l'époque glaciaire et actuelle.

Nous évaluons les précipitations dans les régions au-dessus de 3000 m au moins à 1500 mm, dont plus de 1000 mm tombent sous forme de neige. Avec un gradient des températures fort différencié, nous déterminons une température de juillet de 4,2° C pour l'altitude du sommet de l'Erciyas, ce qui présume une ligne des neiges récente fort élevée.

Le glacier actuel avec sa ligne des neiges strictement locale de 3650 m n'est pas représentatif pour tout le versant nord. Les glaces sous les glaciers de pierre n'ont pas non plus de relation directe avec une ligne des neiges. Nous délimitons celle-ci à 3800 m pour le versant nord, à 400–500 m plus haut pour le versant sud, ce qui correspond à une limite des neiges moyenne régionale d'au moins 4000 m.

Nous avons dressé une carte de la glaciation würmienne des versants nord et sud. Des glaciers d'une longueur allant jusqu'à 6,5 km et d'une étendue de 10 km<sup>2</sup> se formèrent. La définition de la ligne des neiges au moyen des méthodes classiques conduit à des contradictions. Les masses de glace s'étendant largement en éventail sur le socle libre du volcan fondent rapidement au-dessous de la ligne des neiges. Celle-ci se trouve plus bas que la moitié entre la ligne de faite de la région d'alimentation et le front du glacier, ce qui est prouvé par de petits cirques avec formation de glaciers indépendants. La ligne des neiges würmienne se trouve à 2700 m sur le versant nord, à 3000 m sur le versant sud, en moyenne à 2850 m.

De nombreux indices en partie encore incertains témoignent d'une glaciation plus ancienne (Riss).

Les processus météoriques postglaciaires ont surtout fourni des talus d'éboulis et des coulées de pierre qui peuvent naître les uns à côté des autres et ensemble, et qui montrent pourtant une certaine relation réciproque. Une asymétrie dans la formation des versants nord et sud par suite d'un processus de désagrégation différent est nettement manifeste.

Les glaciers de pierre sont liés à des situations particulièrement favorables avec des névés et des taches de neige pérennes, et à des points d'alimentation recevant beaucoup d'éboulis. Ils se meuvent aussi sans fondation de glace sur des horizons fins du genre des moraines de fond. Nous ne pouvons lier leur apparition au maximum de 1850. Les glaciers de pierre peuvent être stagnants pendant d'assez longues périodes et être réactivés sous de meilleures conditions climatiques. Ils ne témoignent en aucun cas d'une ligne des neiges récente, mais prouvent

tout au plus un abaissement de la ligne des neiges pendant la phase de leur naissance.

La limite inférieure des formes de solifluction nettement apparentes se trouve à 2500 m. A cette altitude se situe également la limite de la forêt. La différence entre la limite supérieure de la forêt et la ligne des neiges récente est de 1500 m, un chiffre qui correspond de manière frappante avec le Liban et le Taurus.

La dépression de la ligne des neiges de 1150 m est plus grande que dans le Taurus et le Liban. Cela signifie que l'Anatolie fut sujette à d'autres conditions circulatoires avec augmentation des précipitations pendant les époques glaciaires.

### 1.9.2. Summary Erciyas Dagh

The actual glacier with its strictly local snow-line of 3650 m is not representative of the whole northern mountain-side. Neither have the ice-bases of the rock-streams a direct connection with a snow-line.

We place this at 3800 m for the northern mountain-side, 500 m higher for the southern one. This gives us a mean regionally valid snow-line of at least 4000 m.

We have drawn a map of the Würm glaciation on the northern and southern side. There were glaciers as long as 6,5 km with an area of 10 km<sup>2</sup>. The determination of a snow-line by means of classical methods leads to contradictions. The ice-masses which extend broadly, fan-like on the open base of the volcano rapidly melt underneath the snow-line. It lies further down than the middle between the crest-line of the feeding ground and the end of the glacier, as is proved by little cirques with independent formation of glaciers. The snow-line of Würm-glaciation may be found at 2700 m on the northern side, at 3000 m on the southern side, an average of 2850 m.

Numerous signs point to an earlier glaciation (Riss). The snow-line depression of 1150 m is greater than in the Taurus and Lebanon. This means that Anatolia was subject to other circulatory conditions with increased precipitations during the glacial periods.

## 2. Mittlerer Taurus: Hoher Bolkardagh

Der Hohe Bolkardagh wird im Westen durch die Depression von Silifke-Karaman und im Osten durch die Kilikische Pforte begrenzt. In dem 180 km langen und durchschnittlich 100 km breiten Gebirgsraum untersuchen wir ganz speziell das Gebiet des Medetsiz (3585 m). In der Umgebung dieses höchsten Gipfels des mediterranen Taurus finden wir die bedeutendsten Spuren einer rezenten und eiszeitlichen Vergletscherung (Fig. 3).

### 2.1. Der Aufbau und seine Bedeutung für die Glazialmorphologie

In einer umfangreichen Arbeit hat Blumenthal seine langjährigen Feldarbeiten im Hohen Bolkardagh ausgewertet und zusammengestellt. Voller Achtung greifen wir heute zu diesem Werk, das uns eine genaue geologische Information erlaubt und das auch die ersten Hinweise auf die Glazialmorphologie enthält (20). Eine Zusammenfassung dieser Ergebnisse finden wir ebenfalls bei Klaer (147, Karte IV), so daß wir auf eine erneute geologische Beschreibung verzichten und die Grundlagen des Aufbaus voraussetzen können. Wir halten nur einige Merk-

punkte fest, die für das Verständnis der glazial- und klimamorphologischen Formen wesentlich sind.

#### Gesteinsmaterial

Die verbreitetste Einheit ist ein metamorpher paläozoischer Kalk, der Bolkardagh-Marmor (Karbon, evtl. Devon), begrenzt durch nördliche und südliche Phyllitonen. Neben verschiedenen Schieferserien folgen im Süden die Permkalke. Größere Ophiolithmassen treten im N, E und W des Gebirgskörpers auf, Granitstöcke sind vorhanden (unteres Horoz-Tal), vereinzelte Basalt- und Quarzporphyrstücke finden wir sogar in der Gipfelzone. Trotz dieser Materialvielfalt ist es im heutigen Zeitpunkt noch nicht möglich, die Moränen nach dem Gesteinsinhalt zu analysieren und die erratischen Komponenten überall zu bestimmen. Die bisherigen geologischen Feldaufnahmen und Karten sind für ein solches Vorgehen noch zu wenig genau, und auch wir konnten unsere beschränkte Zeit nicht für eine Detailarbeit ohne Kartierungsmöglichkeit hergeben. Immerhin hat uns die Gesteinsvielfalt schon beim heutigen Stand der Kenntnisse wertvolle Anhaltspunkte geliefert, wir werden bei der Besprechung der einzelnen Täler darauf zurückkommen.

Unter dem Stichwort «Gestein» müssen wir noch

auf eine andere Schwierigkeit hinweisen. Den größten und durchwegs vorkommenden Materialanteil liefert der paläozoische Kalk, deshalb versuchten wir auch nur an diesem Gestein die morphometrische Schotteranalyse anzuwenden (16, 51, 291). Wir mußten aber feststellen, daß Lösungsvorgänge die Zurundung beeinflussen können und deshalb die Resultate je nach Orts- und Höhenlage auf ihre Brauchbarkeit zu prüfen sind (Fig. 4).

### Tektonik (Fig. 2)

Aus der Arbeit Blumenthals geht deutlich hervor, daß die eigentliche Hochgebirgszone durch mehrere Falten und Schuppen gegliedert wird. Der Autor unterscheidet eine südliche Axialkette, in der sich der höchste Gipfel des Medetsiz befindet, und eine nördliche Frontalkette, die steil ins Madental abfällt. Dazwischen liegt eine 2900–3100 m hohe Muldenzone, die in den Kaltzeiten ein beträchtliches Eisreservoir gebildet hat (Abb. 24). Ferner ist deutlich zu erkennen, daß die gesamte Bolkardagh-Antiklinale eine asymmetrische Falte ist, mit einem langsamen Ansteigen von SE und einem raschen Abfallen und Überkippen nach NW. Von S her sind zahlreiche Schuppen aufgeschoben worden, die im heutigen Relief teilweise als tafelartige Hochflächen hervortreten. Demgegenüber ist die nach N vorgestoßene Front durch einen gewaltigen Felsabsturz von 1700 m Höhe gekennzeichnet, davorliegende tertiäre und mesozoische Sedimente wurden steilgestellt. Diese wenigen Angaben sollen für unseren glazial- und klimamorphologischen Zusammenhang folgendes zeigen:

Die Asymmetrie in der Hangbildung ist im wesentlichen tektonisch bedingt. Es wäre falsch, die wuchtige, hochgebirgsähnliche Nordfront und die monotone, schuttbedeckte Südabdachung allein klimagenetisch zu erklären.

Eine Bestandsaufnahme von Verebnungsflächen muß mit größter Vorsicht geschehen, weil im Süden wenig oder überhaupt nicht gefaltete Schuppen ein Abtragungsniveau vortäuschen.

Der Hohe Bolkardagh ist eine Großfalte mit einer markanten Einmuldung in der Hochzone, die einer Vergletscherung bedeutende Nährgebiete zur Verfügung gestellt hat.

Verschiedenste und rasch wechselnde Gesteinsserien haben zusammen mit bruchtektonisch bedingten Richtungen den exogenen Kräften zahlreiche Schwächezonen bereitgestellt, die zu einem dichten und kräftig eingetieften Talnetz umgestaltet wurden.

### Orogenese

Nach unbedeutenden Vorstufen erfolgte die Hauptgebirgsbildung präoligozän in der pyrenäischen Phase. Bedeutende Hebungen spielten sich aber erst nach dem Miozän ab, und es ist wohl möglich, daß dieser Prozeß bis ins ältere Diluvium angedauert

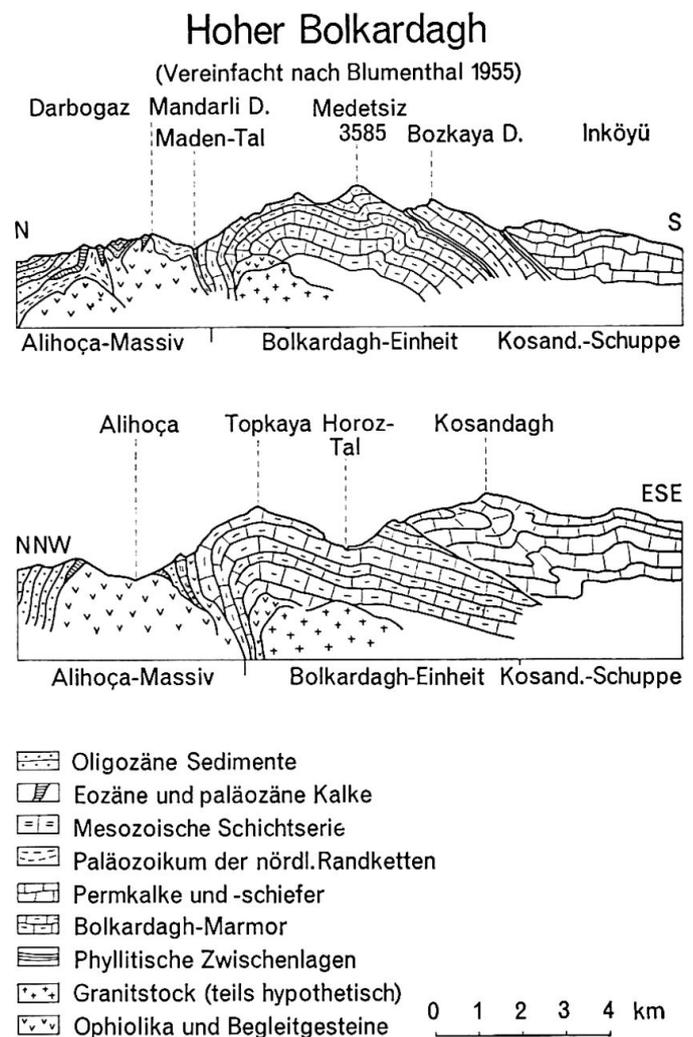


Fig. 2 Hoher Bolkardagh. Vereinfacht nach Blumenthal 1955.

hat (20). Ob dieser Vorgang einen Einfluß auf die ältesten Eiszeiten gehabt hat (147, S. 72), kann wohl im heutigen Zeitpunkt noch nicht entschieden werden. Ganz sicher aber ist die letzte und sehr wahrscheinlich auch die vorletzte Eiszeit von diesen Vorgängen nicht mehr berührt worden.

### Karst

Betreten wir die Hochmulde zwischen Frontal- und Axialkette oder sogar den Gipfel des Medetsiz (Abb. 14, 24), so sind wir von der prächtigen Rundbuckellandschaft und den hochalpinen Karstformen beeindruckt. Wir haben uns gefragt, wie weit hier Lösungsvorgänge größten Ausmaßes mithelfen konnten, diese Formbildungen zu verstärken. Die ständigen Schmelzwassermengen fördern den Karstprozeß ganz wesentlich. In der Hochzone geht der größte Teil des Abflusses als Versickerung weg und tritt in einzigartigen Stromquellen am Fuß des Gebirges aus. (Zum Beispiel an der Hauptstraße zwischen Ciftehan und Pozanti in Akköprü, in den obersten Serien des Bolkardagh-Marmors.) Die ak-

tiven Dolinenformen verstärken das Bild der Rundbuckellandschaft und betonen den Gegensatz zwischen der wasserreichen Nord- und der trockenen Südseite. Es scheint mir kaum möglich, den Karstprozeß und die Glazialerosion an den heutigen Oberflächenformen anteilmäßig zu erfassen, denn die beiden Vorgänge sind komplex miteinander verbunden. Ganz sicher aber haben wir in einem Gebirge diese Lösungsvorgänge zu berücksichtigen, wenn wir den morphologischen Gegensatz zwischen einer schnee- und wasserreichen Schattseite und einer trockenen und schuttreichen Südseite betrachten und verstehen wollen.

## 2.2. Das Klima im Vergleich mit dem Erciyas Dagh und dem Libanon

### 2.2.1. Der Niederschlag (212)

Nordseite:				
Ulukisla	1430 m	Mittel	1929–1960	377,6 mm
Nigde	1208 m	Mittel	1935–1960	356,6 mm
Südseite:				
Adana	20 m	Mittel	1931–1960	610,9 mm
Mersin	6 m	Mittel	1929–1960	595,8 mm

Diese Daten zeigen uns die Differenz zwischen den inneranatolischen und den küstennahen Stationen. Die ungleiche Berechnung der beiden Gebirgsseiten zeigt sich noch deutlicher in den folgenden Werten (211):

Nordseite:				
Ulukisla	1430 m	Mittel	1957–1961	341,0 mm
Südseite:				
Gülek	ca. 950 m	Mittel	1957–1961	907,6 mm

Die südseitige Niederschlagszunahme von der Küste bis zur Höhenlage 950 m ist beachtenswert, ähnliche Mengen kennen wir höchstens aus dem östlichen Vorland des Ala Dagh (Feke in 1300 m Höhe = 1010 mm). Eine solche Niederschlagssteigerung ist am Erciyas undenkbar.

Die winterlich - mediterrane W-E - Zyklonenbahn teilt sich über der Aegäis in zwei Zugstraßen auf. Die nördliche führt über das Marmarameer ins Schwarze Meer; die südliche folgt der Mittelmeerküste, betritt bei Iskenderun den Kontinent und zieht den orographischen Leitlinien entlang nach Osten. Im Gebiet des Hohen Bolkardagh ergeben sich Niederschläge aus W bis SW. Die Küstenländer und der südliche Gebirgsfuß des mittleren Taurus liegen im großregionalen Niederschlagschatten der weit nach Süden vorspringenden Landmasse von Silifke-Anamur. Mit zunehmender Höhe schwächt

sich diese Schattenwirkung ab, und wir erreichen sehr rasch die höheren Niederschlagsbereiche, wie es die Niederschlagskarte richtig zeigt (212), und wie es auch die Meßwerte von Gülek beweisen (211). Es kann kein Zweifel bestehen, daß die Hochgebirgszone über 3000 m die Zwei-Meter-Niederschlagsgrenze überschreitet, ganz ähnlich wie im Libanon. Dementsprechend wird der Niederschlag in fester Form mindestens 500 mm größer sein als auf gleicher Höhe am Erciyas Dagh, und diese bedeutende Differenz muß den Verlauf der rezenten Schneegrenzen wesentlich beeinflussen.

### 2.2.2. Temperatur (212)

Nordseite:		Mittlere Januar- temperatur	Mittlere Juli- temperatur	Mittlere Jahres- temperatur
Ulukisla	1430 m	—2,1°C	21,5°C	9,6°C
Kayseri	1071 m	—1,7°C	22,8°C	10,8°C
Südseite:				
Adana	20 m	9,1°C	27,6°C	18,6°C
Mersin	6 m	9,6°C	27,6°C	18,7°C

Wir verzichten auf die Berechnung eines Temperaturgradienten, weil uns keine einzige Höhenstation auf der maritimen Südseite zur Verfügung steht. Es wäre sicher falsch, die gleichen Werte wie am Erciyas Dagh zu verwenden, ein Vergleich mit dem Libanon ist dagegen viel naheliegender:

Maritime Seite:	
Beyruth	34 m, mittlere Julitemperatur 27,1°C
Mersin	6 m, mittlere Julitemperatur 27,6°C

Kontinentale Seite:	
Ksara	920 m, mittlere Julitemperatur 24,1°C
Ulukisla	1430 m, mittlere Julitemperatur 21,5°C

(Ksara, umgerechnet auf die Höhe von Ulukisla mit dem kontinentalen Höhengradienten Les Cèdres-Ksara = 0,55°/100 m, ergibt eine Julitemperatur von 21,3°C.)

Es ist auffallend, wie die Julitemperaturen beidseits des Hohen Bolkardagh mit den Werten beidseits des Hochlibanons übereinstimmen. Wir neigen zur Ansicht, daß die Höhenstufung der Temperatur in den beiden Gebirgsräumen fast gleich verlaufen muß. Ziehen wir schließlich noch das ähnliche Niederschlagsgeschehen mit zunehmender Höhe in Betracht, so ergibt sich als Ganzes eine erstaunliche klimatische Übereinstimmung, die sich zweifellos auch auf die Schneegrenzverhältnisse der Eiszeit und der Gegenwart auswirken mußte.

### 2.3. Spuren einer rezenten Vergletscherung und Probleme der Schneegrenzbestimmung

Wir haben die Hochtalung zwischen Axial- und Frontalkette und den Gipfelraum des Medetsiz im September 1962 begangen und den vorhandenen Eisflecken besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Dabei zeigte sich, daß von den 4 bedeutenderen Eis- und Firnresten die größten in der Fußzone des Medetsiz und des Arpalik zu finden sind (Fig. 2, 3). Die östliche Hochgebirgszone vom Kara Göl bis zum Aydos Dagħ haben wir nicht untersucht (Aydos Dagħ 3488 m, ca. 24 km ESE vom Medetsiz-Gipfel).

Betrachten wir den winzigen Wandfußgletscher des Medetsiz etwas näher (Abb. 14, 15), so stellen wir folgende Ausmaße fest: In den untersten Wandpartien auf ca. 3200 m setzt das blanke Eis in einzelnen Kegelformen je nach Felsgesimse ein, erreicht nach ca. 10 m einen kleinen Bergschrund und verliert sich abwärts unter Schutthalden und Altschnee. 50–100 m vom Wandfuß entfernt häufen sich bereits die Schuttmassen der Moränen und Blockgletscher an. Darunter haben wir eine zusammenhängende Eisdecke festgestellt, die in einem See von 20 m Durchmesser unter einer Schuttbedeckung von 5–6 m aufgeschlossen ist. Selbstverständlich sind diese überschütteten Eisunterlagen für die Bestimmung einer Schneegrenze nicht direkt brauchbar, wie wir es am Erciyas Dagħ eingehend besprochen haben.

Konzentrieren wir uns allein auf die Eisreste im Karhintergrund. Das blanke Gletschereis ist, in kegelförmige Teile aufgelöst, auf einer Breite von ca. 100 m und in einer Längsausdehnung von ca. 30 m sichtbar. Allein diese Ausmaße zeigen, daß das Eis an eine extreme Gunstlage gebunden ist. Die Eisreste oberhalb und knapp unterhalb des Bergschrundes sind am Fuß der ca. 200–350 m hohen Steilwand genau so gelagert, daß sie den größten Teil des Tages im Schatten liegen und von der direkten Strahlung kaum betroffen werden. Die tieferen Eispartien, die auf dem Schuttkegel aus dem Wand Schatten hervortreten und täglich mehrere Stunden besonnt werden, sind bereits von Schutt und Altschnee überdeckt. Die gleiche Situation könnten wir für die Fußzone des Arpalik und die Eisreste in den andern Hochkaren schildern. Daraus ergibt sich folgendes:

Die rezente Schneegrenze, die wir aus diesen Eisflecken ermitteln, ist praktisch bedeutungslos. Den Beweis sehen wir in der großen Höhenstreuung. In einigen Karen liegt ein Eis- oder Firnfleck auf 3000 m, in anderen auf 3300 m, aber allen ist gemeinsam, daß sie nur gerade in der hintersten Schattlage als blankes Eis existieren. Wäre zum Beispiel das unterste Eisvorkommen auf 3000 m bereits ein Wahrzeichen der rezenten Schneegrenze,

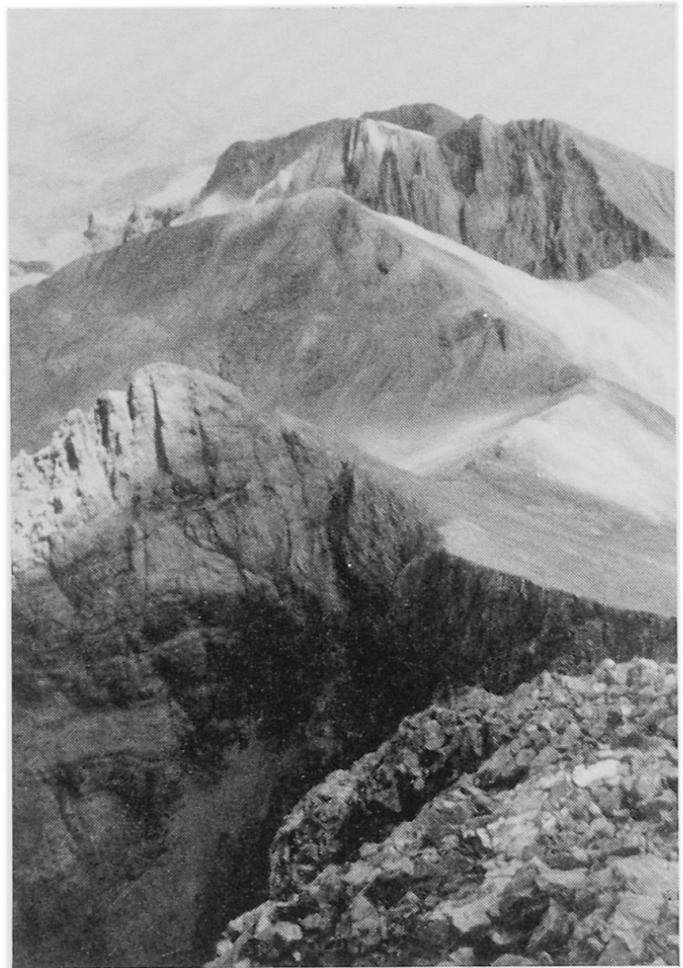


Abb. 14 Blick vom Medetsiz (3585 m) nach ENE über die höchsten Gipfel der Axialkette bis zum Tekirköprü Dagħ. Prächtige Karformen auf der Nordseite, ausgeglichene und monotone Schutt- und Glatthänge auf der Südseite.



Abb. 15 Wandfußgletscher Medetsiz, Aufnahme 9. 9. 62, ca. 11 Uhr. Das blanke Eis oberhalb und knapp unterhalb des kleinen Bergschrundes liegt fast den ganzen Tag im Schatten der Wand. Schuttüberdeckung und Altschnee schützen vor Ablation.

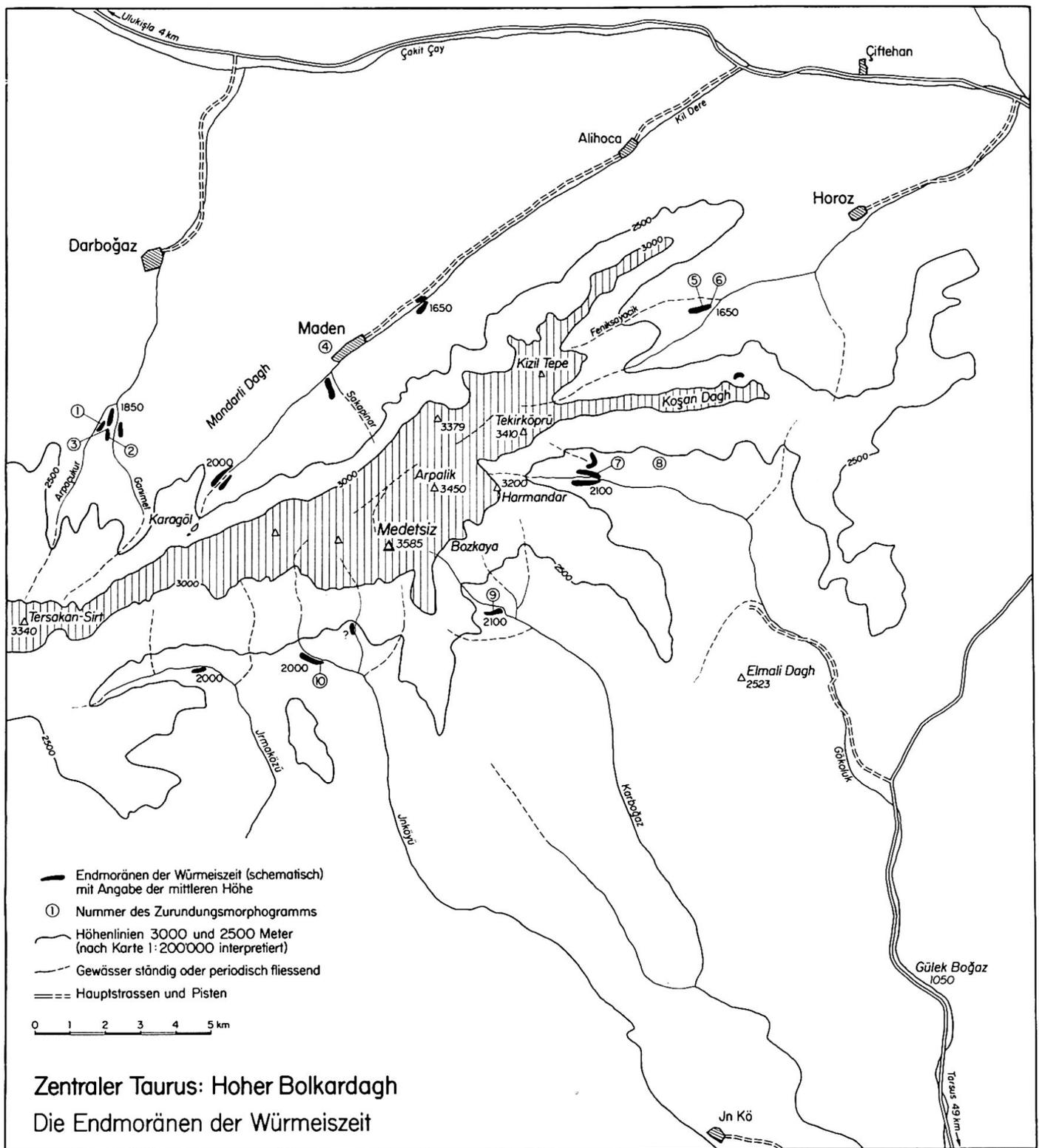


Fig. 3

dann müßten die höher gelegenen Firn- und Eisflecken mindestens mit einer schwachen Mächtigkeitzunahme oder Arealvergrößerung reagieren. Das ist nirgends der Fall, die rezente Schneegrenze muß noch höher liegen.

Wir sind uns bewußt, daß die Beurteilung der orographischen Begünstigung ein äußerst subjektives Kriterium ist. Wir wollen aber ebenso klar festhalten, daß eine Wand von 200–300 m Steilabfall mit einem Neigungswinkel, der auch in subtropischen

Breiten einen fast ganztägigen Schattenwurf bewirkt, eine eindeutig übermäßige Gunstlage erzeugt. Liegt das Nährgebiet, vielleicht sollten wir besser von Regenerationsgebiet sprechen (Seite 191), im ständigen Schatten der Wand, so ist ein Eisfleck sicher nicht repräsentativ für eine Schneegrenze, ja er kann sogar mehrere hundert Meter unterhalb der Schneegrenze liegen. Diese Situation ist im Hohen Bolkardagh ganz eindeutig gegeben.

Wir stellen uns nach diesen Ausführungen die Fra-

ge, ob sich der Hochstand von 1850 wirklich in 100–300 m vorgestaffelten Moränen abzeichnete (147). Der Erciyas Dag hat uns gezeigt, daß die rezenten Vorstöße genau gleich wie der heutige Stand auf die Schutzzone des Karraumes angewiesen waren. Die Moränendatierung nach Aussehen und Pflanzenbewuchs scheint mir noch zu wenig verlässlich und muß genauer untersucht werden.

Schließlich wollen wir die Tatsache festhalten, daß alle diese Karformen der Entstehung von Blockgletschern äußerst günstige Bedingungen boten. Blumenthal hat bereits auf diese Massenbewegungen hingewiesen, und auch Klaer hat interessante Erscheinungen entdeckt und beschrieben.

Nach einer genauen Beobachtung der Schattenhänge legen wir die rezente Schneegrenze auf der Nordseite in 3450 m Höhe fest, also ca. 100–200 m über den höchsten Eisflecken (203). Auf der Südseite muß die Schneegrenze bedeutend höher liegen. Eine Begehung zeigt uns, daß sie selbst in orographischen Gunsträumen nicht im geringsten angedeutet ist (z. B. Karbogaz oder Inköyü, Abb. 25), und daß sie zweifellos über dem Gipfelniveau verlaufen muß. Wir übernehmen gezwungenermaßen den Erfahrungswert aus Hochasien von Wissmann, der in subtropischen Breiten einen Unterschied Sonnseite–Schattseite von 400 m festlegte (359). Ob diese Differenz infolge des größeren südseitigen Niederschlages zu hoch gegriffen ist, können wir nicht entscheiden. Deshalb muß die mittlere rezente und regionale Schneegrenze von 3650 m mit allem Vorbehalt aufgenommen werden.

Jedenfalls ergibt sich eine auffallende Übereinstimmung mit der Sierra Nevada, wo der Firnfleck des Veletakars am Fuße der 200–300 m hohen Gipfelwand auf 3100 m liegt («südlichster Gletscher Europas», Lit. 204). Auch dort haben wir die Schneegrenze auf 3650 m festgelegt, das heißt, der Firnfleck existiert 500–600 m unterhalb der heutigen regionalen Schneegrenze. Die beiden Gebirge liegen ungefähr auf dem gleichen Breitengrad (ca. 37°), erreichen ähnliche Höhen (Mulhacen 3478 m, Medetsiz 3585 m) und zeigen auch gewisse klimatische Übereinstimmungen, so daß ein Vergleich der rezenten Schneegrenze naheliegend und aufschlußreich ist.

#### 2.4. Die würmeiszeitliche Vergletscherung und ihre Schneegrenze

Wenn wir nacheinander die einzelnen Täler kurz besprechen, so beschränken wir uns vorwiegend auf die Untersuchung und Darstellung der Endmoränen. Dieses Vorgehen hat die folgenden Gründe:

– Zum ersten ist die Ausdehnung des Gebirges so groß, daß eine vollständige Begehung zeitlich nicht

möglich war. Wir denken ganz besonders an die Südtäler, die teilweise fast weglose Anmarschstrecken von 25 km verlangten und in den interessanten Höhenlagen über 2000 m nur unter schwierigen Bedingungen passierbar waren (z. B. Inköyü).

– Zum zweiten aber ist eine vollständige Begehung im heutigen Zeitpunkt kaum sinnvoll, weil jegliche vernünftige Kartierungsmöglichkeit fehlt. Die amtliche Karte 1 : 200 000 ist absolut unbrauchbar; weder das Flußnetz noch der Kettenverlauf sind einigermaßen richtig wiedergegeben. Unter diesem Problem leiden alle bisherigen Arbeiten, und wir wollen auch für unsere Kartenbeilage (Fig. 3) klarstellen, daß alle Orts- und Höhenangaben fehlerhaft sind und beim Erscheinen eines neuen Kartenwerkes überarbeitet werden müssen. Aus diesem Grund verzichten wir auf die Eintragung des gesamten morphologischen Formenschatzes und konzentrieren uns auf die präzise Untersuchung und Beschreibung der Endmoränen. Ergänzungen über besondere Karformen und Ablagerungen sollen das Bild vervollständigen, so daß doch als Ganzes eine sehr genaue Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze möglich sein wird.

Wir beginnen unseren glazialmorphologischen Rundgang beim Darbogaz im Norden, wenden uns dann über Maden und Horoz nach den Südtälern Gökoluk, Karbogaz, Inköyü und Irmaközü. Die Ergebnisse sind auf Figur 3 eingetragen und die morphometrischen Auszählungen in den Zurundungsmorphogrammen der Figur 4 zusammengestellt.

##### 2.4.1. Die einzelnen Haupttäler

*Darbogaz* (Fig. 3, Abb. 16, Morphogramme 1, 2, 3). Zwischen dem Karsee Karagöl und dem Tersakan Sirt heben sich mehrere Gipfelstöcke aus dem allgemeinen Gratprofil heraus. Auf ihrer Nordseite ist eine prächtige Karserie eingetieft, die einen hochalpin anmutenden Formenschatz von Moränen, Blockgletschern, Karseen, Rundbuckeln usw. enthält. In diesem Bereich haben sich zwei große Talgletscher entwickelt: der westliche Arpaçukur und der östliche Ganimet.

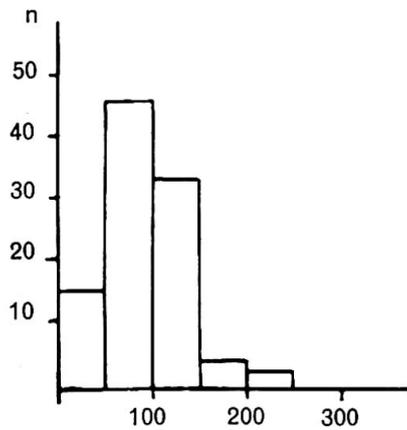
Die Endmoränen haben wir zwischen 2100 m und dem Zusammenfluß der beiden Bäche auf ca. 1850 m untersucht. (Die Höhenzahl 1850 m nach Karte 1 : 200 000 scheint uns fraglich.) Die Ablagerungen des Arpaçukur-Gletschers fallen besonders auf, indem paläozoische Kalke auf erhöhten Ophiolithstöcken liegen, deutlich abgehoben vom rezenten Schüttungsniveau des Baches (Abb. 16, Morphogramm 1). Gute Wallformen sind beidseits des Ganimet-Baches erhalten (in ca. 2000 m), die schon von Blumenthal kartiert und beschrieben worden sind (20, Morphogramm 2). Die beiden würmeiszeit-

**1. Darbogaz-Tal**

Arpaçukur 2000 m

Moränen

Mittelwert 0,088

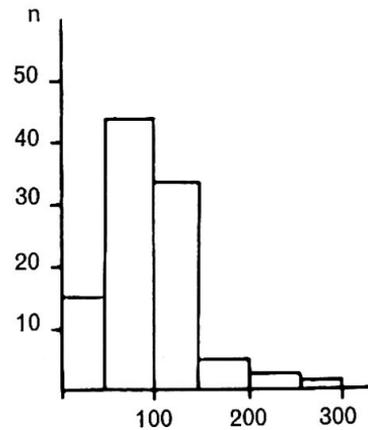


**2. Darbogaz-Tal**

Ganimet 2030 m

Moränen

Mittelwert 0,094

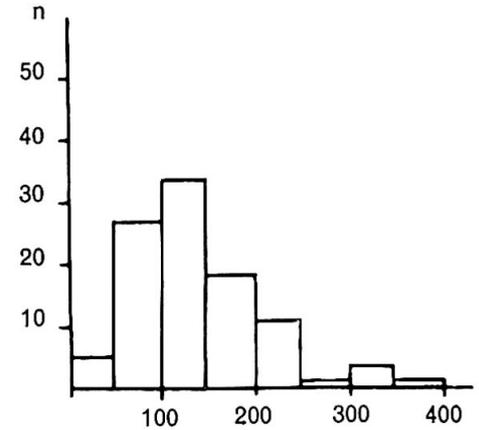


**3. Darbogaz-Tal**

Ganimet 2030 m

Konglomerat

Mittelwert 0,137

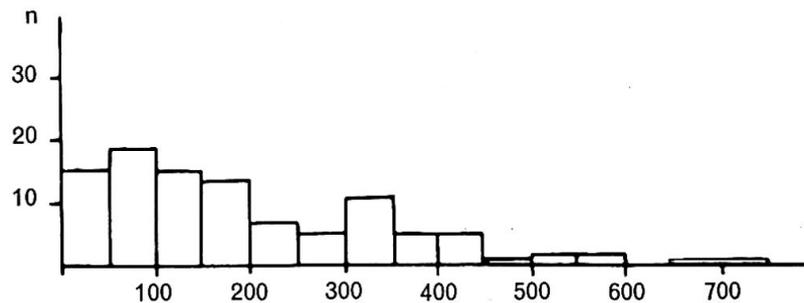


**4. Maden: Kil-Tal**

Oberhalb Maden (1790 m)

Fragliche Rissmoräne

Mittelwert 0,234

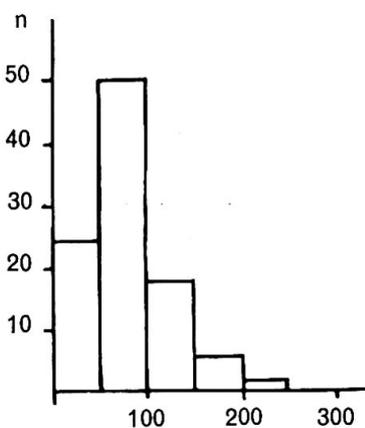


**5. Horoz-Tal**

Linke Talseite 1700 m

Verbackene und aufgewitterte Moräne

Mittelwert 0,077



**6. Horoz-Tal**

Linke Talseite

Aufschluss aus dem Innern der gleichen Moräne

Mittelwert 0,099

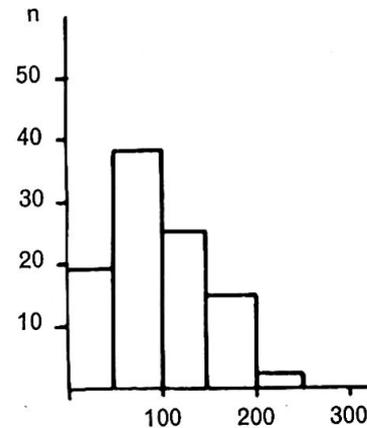


Fig. 4a Zurundungsmorphogramme aus den Endmoränen des Hohen Bolkardagh.

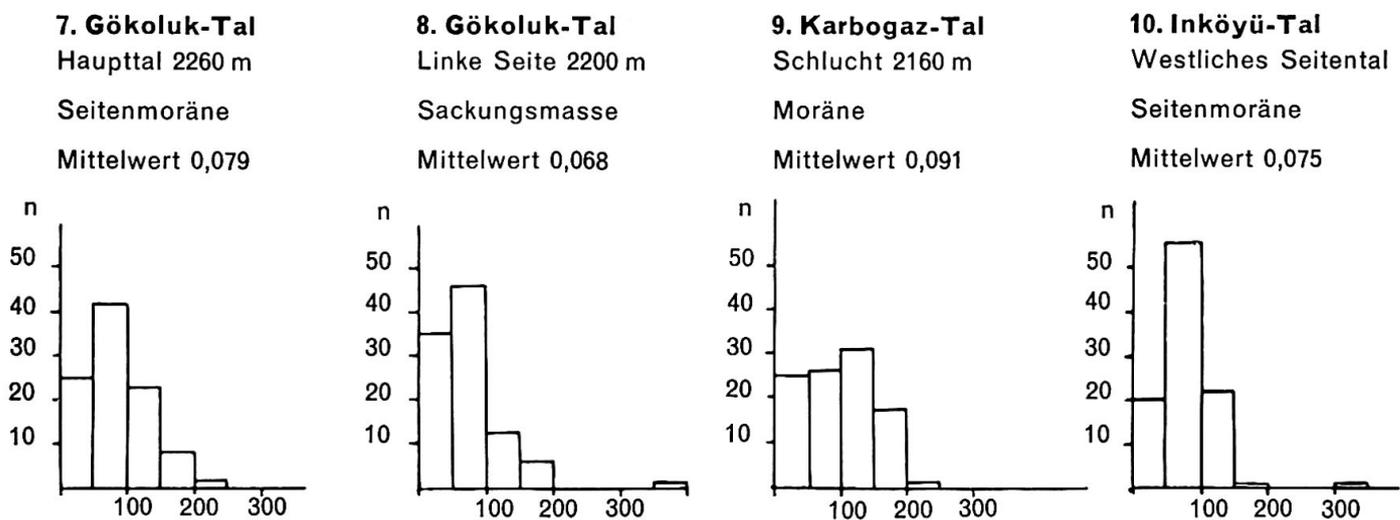


Fig. 4b Zurundungsmorphogramme aus den Endmoränen des Hohen Bolkardagh.

lichen Gletscher haben sich in ihrem Zungenbereich vereinigt und sind im Bereich des heutigen Zusammenflusses auf ca. 1850 m ausgeschmolzen.

Besonders interessant ist eine 5 m mächtige Konglomeratbank, die vom Würmgletscher überdeckt worden ist (Höhe 2030 m, links des Ganimet-Baches, Morphogramm 3). Einregelung und Abplattung sind kaum feststellbar, höchstens eine schwache Schichtung. Die stark verbackenen kalkigen und kristallinen Komponenten schwanken von Nuß- bis Kopfgröße. Die Interpretation ist an dieser Stelle nicht ganz eindeutig. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um eine präwürme Akkumulation, charakterisiert durch einen kurzen Transportweg und eine torrentielle Ablagerung.

Eine weitere Besonderheit bilden die äußerst tief gelegenen Nivationsnischen zwischen Arpaçukur und Ganimet, die wir funktional der Würmeiszeit zuordnen müssen. Berechnen wir zum Schluß die Schneegrenze für die vereinigten Darbogaz-Gletscher nach der Höferschen Methode, so ergibt sich ein streng lokaler Wert zwischen 2500 und 2550 m (Mittel aus 3200 und 1850 m), was mit der glazialen Überformung außerhalb des Gletscherlaufes gut übereinstimmt.

*Maden* (Fig. 3, Abb. 17, Morphogramm 4)

Das Maden- oder Kil-Tal ist über 20 km lang, beginnt oberhalb des Karagöls, zieht sich dem imposanten Felsabsturz der Frontalkette entlang und endet im Zusammenfluß mit dem Çakit Çay westlich Çiftehan. Die glazialmorphologische Situation ist schon von Louis (185), Blumenthal (20) und Klaer (147) beschrieben worden. Zwei würmeiszeitliche Gletscher sind zu unterscheiden:

– Zum ersten der bedeutendere Sakapinar-Gletscher, dessen Nährgebiet durch das durchschnittlich 2,5 km lange Hochbecken (20) bis an den Fuß des Medetsiz reichte (Abb. 24). Zwischen 1 und 2 km tal-

aufwärts vom Dorf Maden brandete der mächtige, steil herabfallende Eisstrom im Talboden auf und legte in diesem Gefällsknick eine gewaltige Materialdeponie ab. Die Mächtigkeit dieser linken Seitenmoräne war so groß, daß die natürliche Längstaltung in den Maximalphasen abgesperrt wurde, was sich in den aufstoßenden Stauschottern zeigt. Das Zungenbecken liegt unterhalb des Dorfes Maden. Die Endmoränen sind aber mit Sturz- und Sackungsmaterial vermischt und nicht mehr eindeutig zu erkennen. Deshalb wurden sie wohl weder von Blumenthal noch von Louis erwähnt. An dieser Stelle verändert sich auch das Querprofil des Tales, die breite Sohle geht in ein enges, klammartiges Bachbett über. Die Höhe beträgt nach der amtlichen Karte 1600–1650 m.

– Zum zweiten der unbedeutendere Gletscher im obersten Kil-Tal, der in der Frontalkette über den beiden Karseen Çinilgöl und Karagöl einsetzte, ein breites Hochbecken durchfloß und seine letzten sichtbaren Moränen auf ca. 2000 m ablegte. Ob wir diese Ablagerungen wirklich als Endmoränen bezeichnen können, wie Blumenthal und Klaer es tun, scheint uns noch sehr fraglich. Es ist anzunehmen, daß die steilen Rinnen der Frontalkette kleine Eisströme bis in die Talsohle geführt und den Talgletscher verstärkt haben. Ferner müssen wir bedenken, daß das Haupttal unterhalb 1800 m in das Stauniveau der Sakapinar-Moräne gelangte, wo ganz andere Sedimentationsbedingungen entstanden. Da sich aber diese Überlegungen nicht eindeutig beweisen lassen, ferner das Einzugsgebiet des Gletschers nicht sehr groß und vor allem nicht sehr hochgelegen war, beschränken wir uns in der Kartenbeilage mit der Darstellung der Moränen auf 2000 m.

Nach dieser Beschreibung der würmeiszeitlichen Gletscher bleiben immer noch zahlreiche Probleme

offen. Vor allem haben die Ablagerungsformen am Nordhang oberhalb Maden bis heute keine eindeutige Interpretation gefunden. Louis sieht in den paläozoischen Kalken, die ortsfremd diesen Hang bedecken, einesteils bis auf 1750 m eine natürliche Fortsetzung der linken Sakapinar-Seitenmoräne (Dorfhöhe Maden ca. 1700 m), andererseits in höheren Lagen die Reste einer älteren Moräne, die aus einem stellenweise noch sichtbaren festverklitteten Konglomerat auswittert (185, S. 466). Klaer deutet dieses erratische Material bis zu 90 m über der Talsohle ganz eindeutig als Relikt einer älteren Eiszeit (147, S. 83). Wir haben eine morphometrische Auszählung vorgenommen und erhalten einen außerordentlich hohen Mittelwert von 0,234 (Morphogramm 4), also viel stärkere Bearbeitung als das Konglomerat im Darbogaz (Morphogramm 3). Die Frage ist gestellt, ob es sich überhaupt um Moräne handelt.

In der Staulage oberhalb des talsperrenden Sakapinar-Walles können wir verschiedene Schotterlagen unterscheiden, die andersartig verfestigt und gerundet sind. Hat sich dieser Stauprozeß mehrmals wiederholt, und lassen sich dementsprechend mehrere Phasen erkennen? Verschiedene Altersserien lassen sich auf engstem Raum sicher unterscheiden, die möglicherweise mit älteren Kaltzeiten zu korrelieren sind.

Wir müssen diese komplexen Probleme im heutigen Zeitpunkt noch offen lassen. Ohne eine sehr genaue sedimentologische Untersuchung und Kartierung kann kein gültiger Entscheid gefällt werden. Nach unserer Meinung bildet die Umgebung des Dorfes Maden eine Schlüsselstelle, die im Vergleich mit andern Tälern künftighin interessante Ergebnisse zur Quartärgeschichte des Taurus liefern wird.

Kommen wir auf die Frage der lokalen Schneegrenze im Madental zurück. Die prächtigen Wann- und Karformen unterhalb und oberhalb des Karagöls zeigen uns an, daß die Höhenlage 2600–2700 m bereits beträchtlich über der Schneegrenze liegen mußte. Umgekehrt hat der Mandarli Dagh nördlich des obern Madentales (Fig. 3) mit einer Höhe von 2500 m keine Vergletscherungsspuren aufzuweisen. Diese Indizien engen die mögliche würmeiszeitliche Schneegrenze bereits auf den Höhenbereich 2500–2600 m ein. Dazu kommt ein auffälliges Ausapern der Seitenmoräne im obersten Kil-Tal unterhalb 2500 m, was ebenfalls ein Unterschreiten der Schneegrenze andeutet. Berechnen wir schließlich die Schneegrenze nach der Höferschen Methode für den Sakapinar-Gletscher, so erhalten wir aus dem Mittel zwischen 3400 m (mittlere Kammhöhe in der Umrandung des Nährgebietes) und 1650 m (Endlage) den Wert von 2500 bis 2550 m. Als Ganzes betrachten wir eine würmeiszeitliche Schneegrenze im Raume Darbogaz–Maden von 2500 m bis 2550 m als gut gesichert.



Abb. 16 Darbogaz. Wir stehen auf der Endmoräne des eiszeitlichen Arpaçukur-Gletschers. Im Vordergrund anstehender Ophiolithstock, darauf glazial transportierte paläozoische Kalke aus der Frontalkette. Talabwärts die Endmoränen im Zusammenfluß Arpaçukur–Ganimet auf ca. 1850 m.

*Horoz* (Fig. 3, Abb. 18, Morphogramme 5, 6)

Die kartographischen Unterlagen sind in diesem interessanten Tal sehr schlecht und die Höhenlinien der amtlichen Karte unbrauchbar. Unsere Aufzeichnungen und besonders die Höhenangaben sind deshalb mit größtem Vorbehalt aufzunehmen.

Steigen wir vom Dorf Horoz ca. 2 km talaufwärts, so erreichen wir eine markante Talgabelung. Folgen wir nun der Haupttalung, die in das Hochbeken des Gebirges führt, so erreichen wir über eine Breccien- und Konglomeratterrasse auf der nördlichen Talseite nach weiteren 2–3 km einen auffallenden Wall in ca. 1650–1750 m. Diese Stelle wollen wir genauer untersuchen, indem wir am höchsten Punkt bei den anstehenden Felsen beginnen und stufenweise bis zum Bachniveau absteigen:

- Anstehende Kalkbänke mit einem Schichtfallen von 25°NE. Felssackungen sind möglich.
- Auf 1800 m Übergang zu einer Hangbreccie. Größe der Komponenten stark variierend, gut verklittet.

Vorwiegend Kalk, sehr selten ein kristallines Stück. (Diese Grüngesteine am Kizil Tepe und im Seitental des Feniksayacik anstehend, vgl. Blumenthal 20, Tafel 11.) Alle kristallinen Komponenten sind bearbeitet, kantenbestoßen oder sogar leicht gerundet. Neigungswinkel der Hangbreccie an der Ansatzstelle  $26^\circ$ , unten noch  $22^\circ$ .

– Auf 1760 m beginnt eine Übergangszone, die Hangschuttbreccie löst sich auf, darüber liegt eine lockere Materialstreu. Kristalline Blöcke von über  $1\text{ m}^3$  treten auf, das Material ist kantenbestoßen. Der Neigungswinkel der Oberfläche nimmt weiter ab und endet in einer Verflachung auf dem Grat (Standort einer Yayla mit Laubhütten, in der Nähe eine kleine Quelle).

– Von 1740 m an, unterhalb der Yayla, stellen wir einen deutlichen Abfall des Walles bis auf 1630 m fest. Der scharf gezeichnete Grat, im Mittel 50 m hoch, weicht um  $40^\circ$  von der Talrichtung ab und tendiert abwärts zur Talmitte. Die Materialzusammensetzung hat gewechselt, der kristalline Anteil hat sich verstärkt. Kalkblöcke bis zu  $6\text{ m}^3$ , Kristallinblöcke bis zu  $4\text{ m}^3$  Inhalt fallen auf. An der Oberfläche tritt eine Konglomeratplatte auf, gut verbacken, partiell stark aufgelöst. Das oberflächliche Material stammt offenbar aus dieser verkitteten Deckschicht (Morphogramm 5), wie anhaftende Reste des Bindemittels beweisen.

– Fußpunkt des Walles auf 1630 m. Hier haben die Hirten einen künstlichen Aufschluß gegraben, um Wasser zu gewinnen (Abb. 18). Erstaunlicherweise ist von dem Konglomerat nichts mehr zu sehen, sondern es erscheint eine Gesteins- und Feinerdepakung, die wir nach der Größenverteilung, Zurundung und Materialzusammensetzung nur als Moräne bezeichnen können (Morphogramm 6). Die herausickernde Wassermenge ist gemäß der Lage ganz unbedeutend.

– Darunter folgt ein imposanter Felsabsturz von über 100 m bis zum Bachniveau, der durch eine äußerst kompakt verbackene Breccie gebildet wird. Blumenthal bezeichnet sie als Bergfußbreccie. Die Komponenten sind teilweise sehr groß, eckig und unbearbeitet.

Dieses äußerst interessante Querprofil deuten wir beim heutigen Stand der Kenntnisse folgendermaßen:

– Die Bergfußbreccie ist an Ort und Stelle entstanden, sonst müßte ein großer kristalliner Materialanteil eingeschlossen sein. Die Entstehung dieser Ablagerungsform verlangt größere Niederschläge, vielleicht eine Pluvialzeit im Sinne Blumenthals. Noch genauer: Kein Gletschervorstoß hat vor und während ihrer Bildung den Talboden erreicht, ein Abfluß und Materialtransport vom Hochbecken her existierte noch nicht. Die im Tertiär angelegte Talung wurde im älteren Diluvium durch Gehänge-

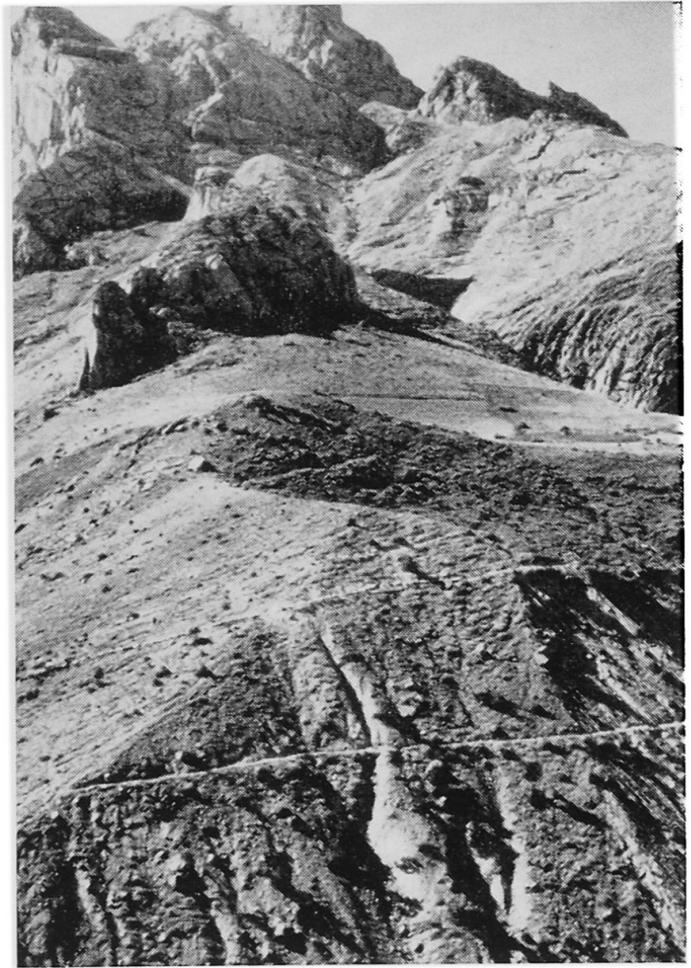


Abb. 17 Maden. Links Seitenmoräne des Saka-pinar-Gletschers. Sie beginnt an einem Fels-sporn der Frontalkette und hat bis zu unserem Photo-standort auf dem Gegenhang das Madental gesperrt. Der Bach aus dem oberen Madental hat diesen Querwall durchbrochen. Photo in der Haupt-Talrichtung bei Klaer, Abb. 31.

schutt eingedeckt. Zusammenhänge mit orogenetischen Vorgängen, vor allem Hebungen, sind denkbar. Der heutige Bachlauf hat sich 100–200 m eingeschnitten, was durch die eiszeitlichen Gletschervorstöße und ihre Schmelzwassermengen möglich war. (Ohne Gletscher vorwiegend Karstentwässerung.)

– Ältere Moränenreste sind abtransportiert oder in spätere Konglomeratbänke einzementiert worden.

– Die Würmmoräne ist ganz deutlich erhalten, schräg in der Talrichtung liegend, mit 50 m Höhe aus dem Breccienplateau herausgehoben. Wenn es sich nur um den Rest einer ehemaligen Konglomeratplatte handeln würde, so hätte sich kein scharfgeschnittener Grat gebildet, sondern eher eine geneigte und aufgelöste Fläche, die keinesfalls als Wasserreservoir dienen könnte. Ferner ergäbe ein fluvio-glazial gebildetes Konglomerat einen andern Zu-

rundungsgrad (Morphogramm 5 und 6, 3 und 4, Lit. 16).

– Die Hangbreccie ist während der Kaltzeiten außerhalb der gletscherbedeckten Flächen in tieferen und wärmeren Lagen gebildet worden. Einzelne ortsfremde Komponenten stammen aus einem Maximalstand des Würm- oder Rißgletschers. Sie blieben in erhöhter Lage liegen und wurden in die Hangbreccie einzementiert.

Die niedrige Endlage im Horoz-Tal erstaunt uns nicht, obschon Blumenthal die Gletscherzunge in 2200 m vermutet hat (20, S. 151). Dieser Eismasse stand wohl das größte Einzugsgebiet aller Bolkardagh-Gletscher zur Verfügung. Nach den glazialen Erosionsformen auf der südexponierten Seite des Kizil Tepe betrug die Gletscherhöhe beim Austritt aus dem Hochbecken mindestens 250 m. Der nun folgende enge, tiefe und gefällsstarke Talschlauch des oberen Horoz-Tales gab dem Gletscher eine konzentrierte Fließkraft und dementsprechend die Möglichkeit zu einer tiefen Endlage. Möglicherweise war die tiefe Schlucht im Zungenbereich verstopft, so daß wir diesen seitlichen Wall morphologisch noch viel besser verstehen und ihn mit größter Wahrscheinlichkeit als Endmoräne ansprechen dürfen. Die Gletscherlänge, beginnend am Fuß des Arpalik Dagh, betrug beinahe 9 km (vgl. Fig. 3).

Diese Gunstfaktoren haben eine Endlage bewirkt, die höhenmäßig dem Madental entspricht. Nach der Höferschen Methode ergäbe sich wiederum eine Schneegrenze von nahezu 2500 m (3300 m und 1650 m). Wir befinden uns aber im Horoz-Tal, in einer gebirgsinternen Zone mit allen klimatischen und orographischen Nachteilen für eine Vergletscherungshöhe. Daß sie beträchtlich hinaufgedrückt wurde, beweisen uns die seitlichen, nordexponierten Kare am Kosan Dagh (ca. 2 km südlich der Endmoränen). Dort haben sich selbständige Gletscher mit prächtigen Moränenwällen gebildet, die Blumenthal auf 2750 m festlegte. Sie zeigen uns deutlich, daß der Talgletscher allein nicht repräsentativ ist für die Bestimmung der Schneegrenze. Wir vermuten sie daher eher im Höhenbereich 2600–2700 Meter.

#### Gökoluk (Fig. 3, Abb. 19, Morphogramme 7, 8)

Die Moränen im Gökoluk-Tal hat Blumenthal bereits erwähnt (20, S. 122, 150), und wir wollen sie nach eigener Begehung als die besterhaltenen Formen des Hohen Bolkardagh bezeichnen. Zwei würmeiszeitliche Gletscher gilt es zu unterscheiden:

– Zum ersten der Haupttalgletscher: seine Wurzel liegt in der Einmündung zwischen der Axialkette (Medetsiz–Arpalik–Tekirköprü) und der Bozkaya-Schuppe (Bozkaya–Harmandar) auf über 3000 m Höhe (Fig. 3; 20, Tafel II). Die Endlage zeichnet



Abb. 18 Horoz. Endmoräne auf ca. 1650 m. Auf der Suche nach Wasser haben die Hirten einen eindeutigen Aufschluß geschaffen. Die Oberfläche des Moränenwalles mit einer verkitteten Deckplatte ist schwieriger zu interpretieren.

sich in den beiden prächtigen Seitenmoränen ab, die auf 2100 m auslaufen (Abb. 19, Morphogramm 7).

– Zum zweiten der Seitentalgletscher: aus dem Raum des Tekirköpü fällt eine enge Talrinne in ESE-Richtung steil herunter. Hier mußte sich ein schmaler, aber kräftiger Gletscher gebildet haben, wie der schön geschlossene Endmoränenwall auf ca. 2300 m beweist (Abb. 19).

Neben dieser eindeutig klaren Situation finden wir talabwärts eine ausgedehnte Sackungsmasse, die mit ihrer Stirn auf 1900 m an den Gökoluk-Bach stößt. Moränenähnliche Wallformen treten auf, und eine morphometrische Analyse auf 2200 m ergab den erstaunlich hohen Mittelwert von 0,068 (Morphogramm 8). Aber im Vergleich mit den andern Zurundungswerten ist es weitaus der niedrigste, keine andere Auszählung ergab ein Mittel unter 0,070. Der Materialinhalt dieser Massenbewegung ist sehr reichhaltig (paläozoische Kalke, Phyllite, Permkalke und Permschiefer) und entspricht der komplexen lokalen geologischen Situation. Die Schieferserien bieten ideale Gleithorizonte, und die Kontaktbereiche ergeben die nötigen Schwächezonen, um größere Massen in Bewegung zu setzen. Wir haben uns auf Grund der morphometrischen Auszählung

höchstens gefragt, ob in diesem Material ältere Moränenteile enthalten sein könnten. Diese Vermutung können wir noch nicht eindeutig belegen, deshalb schließen wir sie vorläufig aus. Die Massenbewegung ist heute weitgehend zum Stillstand gekommen.

Fragen wir uns zum Schluß nach der Schneegrenze, so müssen wir wohl bedenken, daß sich das Einzugsgebiet des Gököluk-Gletschers in den nordexponierten Flanken des 3200 m hohen Harmandar befand und nicht etwa in der Südauslage des höheren Tekirköprü. Offene und ungegliederte Südhänge fielen für eine Gletscherbildung weitgehend aus. Deshalb haben wir nach der Höferschen Methode 3200 m und 2100 m zu mitteln, das ergibt einen mittleren Schneegrenzwert von 2650 m. Für das ESE-gerichtete Seitental liegt die lokale Schneegrenze schon bedeutend höher. Diesen Wert können wir aber nicht bestimmen, weil wir das Einzugsgebiet zu wenig genau kennen. Im gesamten zeigt uns das Gököluk-Tal die Größe und Bedeutung der würmeiszeitlichen Moränen selbst bei relativ kleinen Gletscherbildungen. Diesen Eindruck haben wir in die südseitigen Täler mitzunehmen, wo heute nur noch schwache Rudimente für das ehemalige eiszeitliche Geschehen zeugen.

*Karbogaz* (Fig. 3, Abb. 20, Morphogramm 9)

Dieses Südtal wurde bisher als moränenlos betrachtet und eine Vergletscherung überhaupt in Frage gestellt. Das Karbogaz erreichen wir sehr leicht vom Gököluktal her. Der Übergang bietet einen einzigartigen Blick auf die Bozkaya, die südlichen Vorberge des Medetsiz (Abb. 20). Eine mächtige, gut gebankte Marmorserie steigt steil auf und wird durch eine Phyllitmulde vom Bolkardagh-Marmor des Medetsiz getrennt (20). Aus diesem imposanten Felsabsturz treten zwei Schluchten aus, die durchgehende Haupttalung ist am Wasserreichtum leicht zu erkennen.

In dieser Schlucht steigen wir empor und erreichen auf 2100 m den Fußpunkt eines 100 m hohen Walles auf der rechten Bachseite. Die obersten 30 m sind durch Sturzmaterial aus der steilen Felswand überschüttet, darunter aber tritt eine eindeutige Moränenpackung hervor. Sie läßt sich am Feinerdegehalt, an der stark variierenden Komponentengröße und vor allem am Zurundungsgrad erkennen (Morphogramm 9). Wie erklären wir uns die Ablagerung in dieser Klamm? Die beidseitigen Felswände boten einem Gletscher außerordentlich guten Schutz. Im oberen Tallauf läßt sich die glaziale Schleifwirkung deutlich von der fluviatilen Einkerbung unterscheiden. An der Ablagerungsstelle verbreitert sich die Schlucht, die Felswände weichen ein wenig zurück. Dieser freie Raum bewirkte eine Geschwindigkeitsveränderung des Gletschers und dementsprechend eine Ablagerung des Materials. Wir könnten uns



Abb. 19 Gököluk. Links hinten der Harmandar, rechts oben, unsichtbar, der Tekirköprü Dagh. Die prächtigen Moränenwälle im Haupttal markieren die Endlage auf 2100 m. Rechts kommt ein Seitentalchen vom Tekirköprü herunter und endet in einem geschlossenen Moränenwall auf ca. 2300 m.

zwar einen Gletscheraustritt aus dem Engnis auf 2000 m während einer größeren Oszillation vorstellen, aber für längere Zeiten konnte sich eine so geringe Eismasse, breit auseinandergeflossen in der Höhenlage unter 2000 m, nicht halten. Für die Beurteilung der Moränenlage ist eine weitere Überlegung wichtig: Eine so gewaltige Deponie kommt in einem solchen steilen Engpaß nur durch eine gewaltsam erzwungene Ablagerung zustande, keines-



Abb. 20 Karbogaz. Die Axialkette von Süden, Medetsiz links außen. Davor die steilgestellten paläozoischen Kalke der Bozkaya-Schuppe, die als scharfe Felszacken von den Seiten her absteigen und in ihrem tiefsten Punkt die beiden Karbogaz-Schluchten austreten lassen. In der linken Klamm ist auf 2100 m eine Moräne erhalten.

falls durch ein langsames fluviales Aufschütten. Die Verstopfung der Entwässerungsrinne könnte durch zwei Vorgänge bewirkt worden sein: Bergsturz oder Moräne. Das erste fällt materialmäßig eindeutig weg. Es kann sich nur um eine Moräne handeln, die in der Folgezeit durch den Bach wieder aufgerissen wurde. An der oberen Seite hat sich ein Prallhang gebildet mit einem Böschungswinkel von  $38^\circ$ , der uns den labilen Zustand und den heute noch wirkenden Abtragungsvorgang anzeigt.

Die Schneegrenze zu bestimmen ist möglich, aber nicht sehr vielsagend. Der lokal eng begrenzte Wert von ca. 2700 m bezieht sich nur auf diese Gunstlage.

*Inköyü* (Fig. 3, Abb. 21, Morphogramm 10)

Auch in diesem Tal, wie im Karbogaz, ist das offizielle Kartenbild unbrauchbar, unsere Darstellung beruht auf einer eigenen Geländeinterpretation.

In der großen Talverzweigung auf ca. 1700 m gehen drei Täler auseinander. Das östliche umgeht die steilen Marmorbänke der Bozkaya-Schuppe und führt, regelmäßig ansteigend, in die Hochtalung vor dem Medetsiz. In den ausgeglichenen und schuttüberdeckten Hangformen fehlen jegliche Glazialspuren.

Das mittlere Tal überwindet die Höhenstufe zwischen 1750 und 2200–2300 m in einer tiefen, unbegehbaren Schlucht. Die paläozoischen Kalke sind zu Glatthängen abgewittert, und die fluviale Erosion hat sich außerordentlich tief eingeschnitten. Wir haben die untersten Schultern beidseits der tiefen Klamm begangen, aber keine glazialen Ablagerungen gefunden. Wir müssen daraus schließen, daß der Inköyü-Gletscher diese Schlucht kaum durchstoßen hat. Oberhalb der Klamm können Moränen beobachtet werden. Louis gab ihnen die Höhe 2500 m (185, S. 464), doch müssen sie nach unserer Schätzung mindestens 200 m tiefer liegen (Beobachtungsstandort, Gipfel: 2 km südlich Medetsiz; auf der Karte haben wir diese Moräne mit einem Fragezeichen versehen). Bleiben hier noch zahlreiche Probleme ungelöst, so zeigt dafür das westliche Inköyü-Tal die würmeiszeitlichen Verhältnisse ganz klar auf.

Am Südhang des Tales ist eine langgezogene und guterhaltene Seitenmoräne zu erkennen (Abb. 21). Die Wallhöhe beträgt 70–100 m über dem Bach, senkt sich dann vor einer quer im Tal liegenden Felsrippe rasch ab und endet auf ca. 2000 m. Der Wechsel vom Sohlen- zum Kerbtal und die Epigenesen des Bachlaufes unterstreichen die Bedeutung der glazialen Ablagerungsformen. Im Materialinhalt fallen Stücke einer älteren Breccie auf, die sehr wahrscheinlich präwürm gebildet und würmeiszeitlich aufgearbeitet und umgelagert wurde. Demgegenüber ist ein jüngeres Konglomerat deutlich zu unterscheiden, das genau gleich wie im Horoz-Tal die Würmoränen selber verkittet hat. Auf 2030 m haben wir



Abb. 21 Inköyü. Wir stehen auf der Endmoräne des westlichen Inköyü-Gletschers (Endlage 2000 m). Sie ist durch einen seitlichen Graben unterbrochen, dahinter hebt sich die Fortsetzung als Seitenmoräne noch deutlich aus der Hangschuttfläche ab.

die Zurundung bestimmt, das Ergebnis gibt den Moränencharakter deutlich wieder (Morphogramm 10).

Gesamthaft gesehen haben uns nicht nur die gut erhaltenen Ablagerungen im Inköyü überrascht, sondern auch die glazialen Erosionsformen im Einzugsgebiet der beiden Gletscher. Wenn Louis und Klaer schreiben, daß bis 3000 m Höhe keine sicheren Glazialspuren vorhanden sind, so können wir uns damit nicht einverstanden erklären. Lassen wir uns von den Glatthangbildungen der Höhenrücken nicht täuschen: die oberen Bereiche des mittleren und östlichen Inköyü zeigen eine kräftige glaziale Überformung, von Karformen auf 3000 m bis zu Rundbuckeln auf 2500 m. Berechnen wir schließlich die Schneegrenze des westlichen Inköyü-Tales, so erhalten wir den erstaunlich geringen Wert von 2650 m (Mittel aus 3300 m und 2000 m).

*Irmaközü oder Kadinci-Irmak* (Fig. 3, Abb. 22, 23)

Der oberste Tallauf folgt dem Südfuß der Bolkar-dagh-Marmore ungefähr in Westrichtung. Vor allem die südexponierten Hänge sind von Schutthal-den überdeckt, die nach oben fast die Gipfelzone erreichen und nach unten den Talboden zu einer V-Form zuschütten (Abb. 23). Die heute durchschnittlich abfließende Wassermenge reicht zum Abtransport des anfallenden Schuttmaterials nicht mehr aus. Wer würde beim Anblick dieser Talform glauben, daß hier ein eiszeitlicher Gletscher existieren konnte? Unmittelbar vor der Umbiegung nach Süden erhebt sich auf der rechten Bachseite ein Felssockel. Fein geschieferte Serien des Perms stehen an, und darauf liegt eine Deponie ortsfremden Materials. Die Größe der Komponenten schwankt von kleinsten Stücken bis zu  $2 \text{ m}^3$  Inhalt, und die Pak-

kung zeichnet sich durch einen großen Feinerdegehalt aus. Es handelt sich um eine glaziale Ablagerung 70 m über dem Bachniveau auf einer Höhe von ca. 2000 m. Eine rasche Absenkung des Walles läßt sich talauswärts gut erkennen.

Auch in diesem Tal stellen wir wiederum die eigenartige Situation fest, daß eine Moräne in Nordexposition erhalten blieb, währenddem sie offenbar in Südauslage vom unvergleichlich stärker anfallenden Verwitterungsschutt überdeckt und zerstört wurde. Berechnen wir schließlich noch die lokale Schneegrenze im Irmaközü, so ergibt sich wiederum ein Wert zwischen 2650 und 2750 m.

#### 2.4.2. Die würmeiszeitliche Schneegrenze

Blumenthal schätzt die Schneegrenze auf 2700 m (20, S. 149). Louis berechnet die nordseitige Schneegrenze auf 2600–2700, die südseitige auf 3000 m (185, S. 467). Klaer entscheidet sich für die gleichen Werte (147). Besonders interessant sind die Angaben von Blumenthal, der die geschlossene Massenerhebung über 3000 m mit einer Fläche von 84,5 km<sup>2</sup> und diejenige über 2750 m mit 343,8 km<sup>2</sup> bestimmt (20, S. 149). Das ergibt ganz bedeutende Nährgebiete für die eiszeitlichen Gletscher, wie sie weder am Erciyas Dagh noch im Libanon vorhanden waren. Diese Tatsache hat sich zweifellos auch lokalklimatisch ausgewirkt und die abfließenden Talgletscher beeinflußt.

Die Schneegrenze der Nordseite: Im Darbogaz haben wir einen Wert von 2500–2550 m ermittelt, der offensichtlich im Widerspruch zu den bisherigen Angaben steht. Wie schon Klaer richtig schreibt, treten die beiden Gletscher nach wenigen hundert Metern in ein völlig offenes Gelände hinaus und legen dort ohne besondere klimatische oder morphologische Begünstigung noch eine Distanz von ca. 5 km zurück. In dieser Situation ist die Endlage von 1850 m wirklich ein repräsentativer Wert. Wenn wir aber wie Louis und Klaer die Höfersche Methode anwenden, so dürfen wir für die mittlere Kammhöhe in der Umrandung des Firngebietes sicher nicht mehr als 3200–3250 m annehmen. (Die höchsten Gipfel im Einzugsgebiet: Tersakan Sirt 3340 m, Ala Göz 3355 m und Yalim Dagh 3200 m). Das Mittel ergibt 2500–2550 m, und wir haben nicht den geringsten Grund, diesen Wert wegen besonderer Begünstigung irgendwie zu erhöhen.

Dem Sakapinar-Maden-Gletscher haben wir einen ähnlichen Wert gegeben. Wollen wir ihm eine übermäßige lokalorographische Begünstigung einräumen (Louis 185), so müssen wir uns die Situation im intramontanen Hochbecken vor Augen halten. Das ausgedehnte Sammelgebiet liegt zwar über 3000 m hoch. Aber es ist offen, strahlungsexponiert und orographisch nicht im geringsten begünstigt (abge-

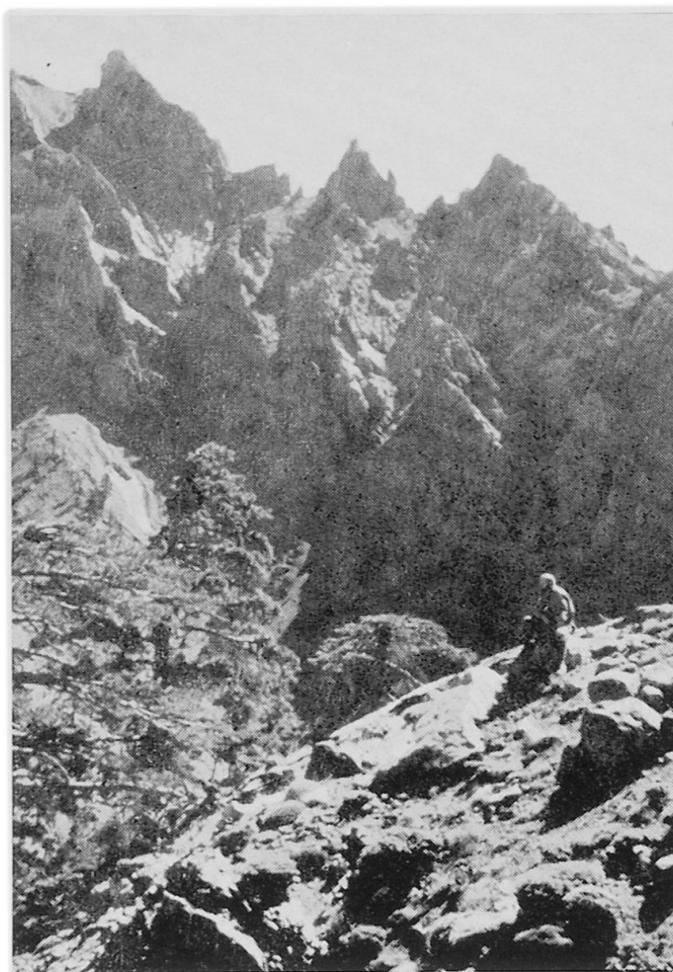


Abb. 22 Irmaközü. Endmoränenbereich auf 2000 Meter. Das Material ist ortsfremd und zeigt einen glazialen Transport an.

sehen von den flächenmäßig unwesentlichen Karräumen in der Axialkette, Abb. 24). Daraus floß der eiszeitliche Gletscher nach zwei Richtungen ab (Horoz und Sakapinar), wobei der Sakapinar-Strom eine südexponierte Schwelle zu überschreiten hatte. Schließlich aber brach der Gletscher nach seinem Aufstoßen im Madental nicht einfach zusammen, sondern er regenerierte sich und legte nach der totalen Richtungs- und Gefällsänderung noch eine Strecke von 3 km zurück. Seine tiefe Endlage ist nicht einfach die Wirkung außerordentlicher Gunstfaktoren. Im weiteren ist es nicht richtig, die mittlere Kammhöhe des Firngebietes nach den höchsten Gipfeln der Axialkette auszurichten, wir haben auch die andern Seiten sinngemäß zu berücksichtigen. Ein Wert von 3400 m scheint uns bereits an der oberen Grenze.

Gesamthaft gesehen vertreten wir für die Nordseite unseres Untersuchungsgebietes eine würmeiszeitliche Schneegrenze von 2500–2550 m.

Auf der Ostseite haben wir die Verhältnisse im Horoz- und im Gökölük-Tal besprochen und eine Schneegrenze von 2600–2700 m festgelegt, die al-

lerdings je nach Exposition und Einzugsgebiet großen Schwankungen unterliegt.

Die Schneegrenze der Südseite: Louis und Klaer legen die Schneegrenze auf 3000 m fest; diesen Wert müssen wir entschieden bezweifeln. Stellen wir uns die folgende Frage: Wenn die Schneegrenze auf 3000 m lag, wie konnten dann die südexponierten Großkare mit einer Schwellenhöhe von 3000 m entstehen, und warum konnten sich daraus Gletscher entwickeln, die auf 2000–2200 m hinunterstießen? (Abb. 25) Selbst wenn im Vergleich mit der Nordseite die Karwände nicht so steil sind, die Schuttüberdeckung größer ist und perennierende Schneeflecken und Blockgletscher fehlen, so zwingen uns doch diese Formen zur Festlegung einer höhenmäßig angepaßten Schneegrenze. Eine Erklärung der Karböden mit alten Flächenresten genügt keineswegs. Wenn wir die Höfersche Methode auf der Nordseite mit Recht anwenden, dann haben wir geradezu die Pflicht, sie mit den gleichen Kriterien auf der Südseite anzuwenden. Übermäßige Begünstigung bedeutet eine Höhenkorrektur der Schneegrenze, geringere Begünstigung eine Tiefenkorrektur. Also haben die Talgletscher der Südseite mit ihrem Schneegrenzwert eine ganz bedeutende Aussagekraft. Anders gesagt: die lokalorographische und die lokalklimatische Begünstigung war in der sonnenseitigen Exposition zweifellos geringer, und wenn sich trotzdem ein Großkar und ein Talgletscher bilden konnten, dann sind das eindeutige Indizien für die erfüllten klimatischen Bedingungen einer Schneegrenze. Es darf uns nicht stören, daß oberhalb der Schneegrenze offene und ungegliederte Hangflächen bis zur Gipfelhöhe hinauf unvergletschert blieben. Wir berechnen eine südseitige Schneegrenze nach Karformen und Talgletschern mit 2700–2800 m.

Aus Nord-, Ost- und Südseite ergibt sich eine würemiszeitliche regionale Schneegrenze für den Hohen Bolcardagh von ca. 2650 m.

### 2.5. Hangasymmetrie, Strukturböden und Waldgrenze

Die Oberflächenformung zeigt in jedem Fall eine Differenz zwischen Sonn- und Schattseite, ganz unabhängig von Struktur und Gestein. In den Kaltzeiten wurden die Nordhänge durch eine verstärkte Glazialerosion überformt (Abb. 14), die Südseite dagegen unterlag vermehrt den periglazial flächenhaften Abtragungsvorgängen. In den Warmzeiten bildeten sich auf der Nordseite am Fuß der Steilhänge und im Bereich der ständigen Schmelzwasser Massenbewegungen aller Art; auf der trockenen und strahlungsexponierten Südseite dagegen entwickelten sich Glatthänge und Schutthalde weiter

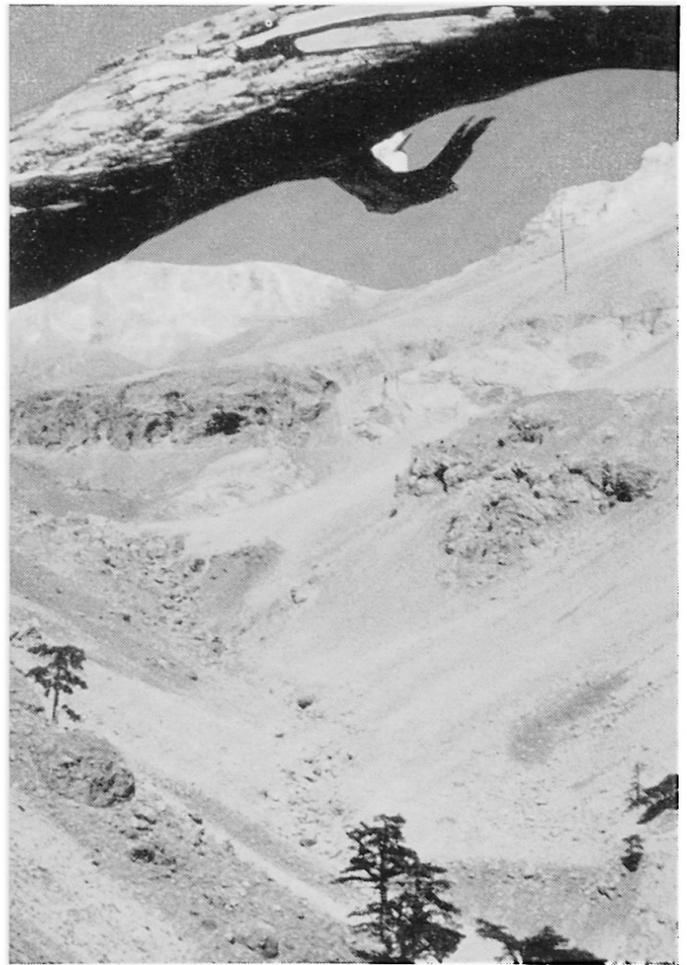


Abb. 23 Irmaközü. Blick talaufwärts vom Moränenstandort der Abb. 22 aus. Die postglaziale Verwitterung hat das Tal vollständig zugeschüttet. Am Gegenhang anstehende Bergfußbreccie. Oberste Bäume auf 2100 m.

(Abb. 23). Selbstverständlich tendiert diese ungleiche Oberflächenformung auf eine Hangasymmetrie hin. Sie ist aber nur dann als unterschiedlicher Geländewinkel vergleichbar und meßbar, wenn alle tektonischen, stratigraphischen und petrographischen Bedingungen für beide Hangseiten die gleichen Voraussetzungen bieten. In diesem sehr seltenen Idealfall können wir die Hangasymmetrie als direkte Funktion der Klimadifferenz und der entsprechend verschiedenen Oberflächenformung ansprechen (vgl. Erciyas Dagh).

Es scheint uns aber nicht richtig, den Taurus als Musterbeispiel einer klimagenetischen Hanganalyse zu zitieren, weil der unterschiedliche Geländewinkel der beiden Gebirgsabdachungen vorwiegend und primär durch tektonische Gegebenheiten geprägt wird. Wir unterstreichen diese Tatsachen deshalb, weil im subtropisch-mediterranen Raum auch entgegengesetzte Asymmetrien auftreten können, zum Beispiel im Libanon und in der Sierra Nevada (204). In diesen beiden Gebirgen wirkt die Oberflächenformung genau gleich differenzierend; aber

entscheidend für die Hangasymmetrie ist die strukturelle Anlage des Gebirges.

Strukturbodenformen in deutlicher Ausprägung haben wir erst oberhalb 2600 m festgestellt. Undeutliche Formansätze treten vereinzelt und in besonderer Gunstlage etwas tiefer auf.

Die Waldgrenze zeigt von Tal zu Tal und je nach Exposition große Schwankungen zwischen 2000 und maximal 2300 m. Nach der offiziellen Karte müßten wir die Waldgrenze mindestens 300 m höher ansetzen. Diese Werte sind aber ganz unmöglich, sie würden teilweise sogar die Baumgrenze mit den höchsten Krüppelbäumen übersteigen. Der Mittelwert aus unseren Beobachtungen, der mit den Angaben von Hermes und Louis (126 und 184) gut übereinstimmt, ergibt wiederum die erstaunliche Bestätigung einer Höhendifferenz von ca. 1500 m zwischen der heutigen oberen Waldgrenze und der rezenten regionalen Schneegrenze.

## 2.6. Schneegrenzen und Schneegrenzdepression

Die rezente Schneegrenze haben wir auf 3650 m festgelegt. An diesem Wert haftet die große Unsicherheit, daß wir auf der Nordseite keinen eindeutigen und auf der Südseite überhaupt keinen Gletscher für die Schneegrenzbestimmung heranziehen konnten. Eine temperaturmäßige Berechnung und ein Zuhilfenehmen von Erfahrungswerten (203, 359) ist immer unbefriedigend. Wir haben deshalb eine mögliche Fehlergröße von 50–100 m in Rechnung zu setzen.

Die würmeiszeitliche Schneegrenze gründet auf präzisen Feldaufnahmen und erlaubt eine viel genauere Ermittlung. Die Differenz zwischen der Nordseite (2500–2550) und der Südseite (2700–2800) beträgt 200–250 m und ist etwas kleiner als am Erciyas Dagh (300 m). Die Ursachen liegen in den verschiedenen klimatischen Bedingungen. Der Erciyas hat auf allen Gebirgsseiten ein ähnliches Niederschlagsregime, im Taurus aber ist die Südseite stärker beregnet als der kontinentale Nordhang.

Diese Tatsache kommt zwar in der Hangformung kaum zum Ausdruck, weil die Strahlungswirkung auf den Südseiten alle andern Faktoren dominiert. Immerhin konnte es sich in einer verminderten Vergletscherungsasymmetrie zwischen N- und S-Seite auswirken.

Die Schneegrenzdepression beträgt ca. 1000 m, sie ist etwas geringer als am Erciyas Dagh und ungefähr gleich groß wie im Libanon. Damit fügen sich die Ergebnisse der eiszeitlichen und rezenten Vergletscherung im östlichen Mittelmeerraum sinnvoll aneinander und ergeben ein widerspruchloses und abgerundetes Bild.



Abb. 24 Die Karformen der Nordseite. Im Hintergrund der Medetsiz-Gipfel (3585 m). Im Schatten der Wand kleine Eisflecken, auf dem Karboden rezente Wallformen und ein Blockgletscher, dessen Stirn deutlich sichtbar ist. Im Zentrum des Bildes die intramontane Hochmulde zwischen Axialkette (Medetsiz) und Frontalkette (Photo-Standort). Sie bildete das Einzugsgebiet des Sakapinar- und des Horoz-Gletschers.



Abb. 25 Die Karformen der Südseite. Vom Medetsiz ist rechts im Bild nur noch der Bergfuß sichtbar. Wir blicken in das Einzugsgebiet des südseitigen Inköyü-Gletschers. Schutthalden und Glathänge sind häufiger und verbreiteter als auf der Nordseite, aber die Glazialformen (Kare, Rundbuckel usw.) sind doch so deutlich, daß sie eine bedeutende Südvergletscherung anzeigen.

## 2.7. Zusammenfassungen

### 2.7.1. Résumé Haut Bolkardagh (Taurus)

– La structure du massif nous donne des indications décisives pour comprendre les formes et les processus glaciaires et climat-morphologiques: la haute cuvette intramontane comme région d'alimentation des glaciers quaternaires, la variété des roches et la détermination de matériel erratique, les causes tectoniques de l'asymétrie des versants, la structure en écailles peu plissées ressemblant à des surfaces d'aplanissement, les phénomènes karstiques contribuant à la formation variée de la surface.

– La quantité des précipitations sur le versant sud augmente très rapidement avec l'altitude et montre des valeurs tout à fait semblables à celles du Liban. Les températures elles aussi ressemblent de manière frappante aux conditions du Liban pour les deux côtés de la montagne. Ces correspondances climatiques nous indiquent des conditions semblables pour la ligne des neiges.

– Nous ne pouvons lier la ligne récente des neiges aux taches de glace existantes. Celles-ci se trouvent toutes dans des situations orographiques particulièrement favorables. Qu'elles se trouvent à 3000 ou 3300 m, leur importance ou surface ne diffèrent pas, elles existent sans dépendre de la ligne des neiges dans leur situation favorable isolée. La ligne des neiges récente se trouve à 3450 m pour le versant nord, 400 m plus haut environ pour le versant sud, en moyenne à 3650 m.

– Nous avons examiné et décrit les moraines terminales des glaciers de vallée würmiens les uns après les autres. Contrairement aux lignes des neiges fixées jusqu'ici, nous obtenons des valeurs plus basses: 2500–2550 m pour le versant nord, 2700–2800 m pour le versant sud, 2650 m en moyenne. C'est surtout sur le versant sud que nous avons découvert des glaciers de vallée qui se terminent entre 2000 et 2200 m et qui témoignent d'une ligne des neiges extraordinairement basse. Si de grands cirques et des glaciers de vallée se formèrent malgré les conditions orographiques et climatiques locales désavantageuses, cela nous indique clairement que les conditions climatiques pour une ligne des neiges étaient données, même si des pentes non recouvertes de glace, lisses par action climatique se trouvent au-dessus.

– Des brèches de pente et des dépôts fluvioglaciaires de genre multiple et d'âge très varié témoignent de la succession de plusieurs époques glaciaires. Cette richesse en formes indique des périodes de précipitations accrues, et d'écoulement fluvial fort variable

et en partie torrentiel. Des datations plus précises à l'intérieur des différentes formes d'accumulation ne seront possibles qu'après des examens sédimentologiques approfondis.

– Des formes de sols structurés se trouvent sporadiquement et faiblement marquées au-dessus de la limite de la forêt, et ne se forment nettement qu'à 2600 m. La limite de la forêt varie suivant les vallées et l'exposition entre 2000 et 2300 m. Il s'en suit de nouveau une différence de 1500 m entre la limite supérieure de la forêt et la ligne des neiges récente.

– La dépression de la ligne des neiges est de 1000 m. Le chiffre pour la ligne des neiges récente est moins sûr (possibilité d'erreur de 50–100 m) que celui pour l'époque glaciaire Wurm.

– Ces résultats s'insèrent de manière significative dans la détermination des zones d'altitude morphologiques glaciaires du domaine méditerranéen oriental.

### 2.7.2. Summary High Bolkardagh (Taurus)

– We cannot bind the recent snow-line to the existent ice-spots. They all lie in an exceptionally favourable orographic situation. Whether they are formed at 3000 or 3300 m, they show no difference in importance or area; therefore, they exist without relation to the snow-line in their isolated favourable situation. The recent snow-line lies at 3450 m on the northern mountain-side, about 400 m higher on the southern, an average of 3650 m.

– We have examined and described one after another the end moraines of the Würm valley glaciers. Contrary to the hitherto existing determinations of the snow-line we obtain lower values: 2500–2550 m on the northern mountain-side, 2700–2800 m on the southern, 2650 m average. Mainly on the southern side we have found valley glaciers which end between 2000 and 2200 m and which attest to an extraordinarily low snow-line. If big cirques and valley glaciers could develop in spite of locally orographic and climatic disadvantages, it means that the climatic conditions for a snow-line were given, even if non-glaciated smooth slopes due to climatic actions may be found above this level.

– Slope breechies and fluvioglacial depositions in the most different forms and of the most varied ages attest to a succession of several glacial periods. This abundance of forms points to periods with heightened precipitations and of a very unsteady, partly torrential run-off. More exact datings within the

different forms of accumulation will only be possible on the basis of detailed sedimentological examinations.

– The depression of the snow-line is about 1000 m. The cipher of the recent snow-line is more uncer-

tain (possible error 50–100 m) than for the Würm glaciation.

– These results enter significantly into the glacial-morphological gradation of the altitudes in the eastern mediterranean area.

### 3. Ak Dagh und Bey Dagh in Lykien

Im Westtaurus oder im Gebirgsraum südwestlich Antalya erreichen nur zwei Massive eine Höhe von über 3000 m: der Ak Dagh 3024 m (Weißer Berg, Massikytos der Antike) und der Bey Dagh 3086 m («Herr» oder «Chef» Berg).

Wir haben uns vor allem mit der eiszeitlichen Vergletscherung des Ak Dagh beschäftigt, weil hier die schönsten und bedeutendsten Glazialspuren des gesamten lykischen Gebirgsraumes zu finden sind, die erstmals von Onde 1954 (249) erwähnt wurden. Wir verzichten auf eine gründliche Darstellung des Bey Dagh, weil Louis 1944 die glazialen Formen geschildert hat (185) und weitere Arbeiten über diesen Raum im Entstehen sind. Die Ergebnisse aus dem Ak Dagh wollen wir mit den Beobachtungen aus dem Bey Dagh nur so weit ergänzen, daß wir den Verlauf der glazial- und klimamorphologischen Höhengrenzen auf engstem Raum von West nach Ost, vom mehr maritimen zum eher kontinentalen Bereich verfolgen können.

Wieder müssen wir auf die besonderen kartographischen Schwierigkeiten hinweisen. Die einzige zur Verfügung stehende Karte 1 : 200 000 ist für die Geländedarstellung des Ak Dagh und Bey Dagh unbrauchbar. Wir haben uns deshalb einige Punkte selber eingemessen und die glazialmorphologischen Ergebnisse in einfachen Geländeskizzen schematisch dargestellt (Fig. 6). Zu den aus der Karte übernommenen Höhenangaben müssen wir ein Fragezeichen setzen, ergaben sich doch aus eigenen Höhenmessungen Differenzen von 100 m zwischen gewissen Talstationen (Elmali, Gömbe, Avlangölü usw.) und bestimmten Gipfelpunkten (Ak Dagh, Bey Dagh, Yumru Dagh usw.). Trotz diesen möglichen Fehlern haben wir unsere Höhenwerte auf die Isohypsen der Karte ausgerichtet und in Zweifelsfällen eigene Höhenmessungen, bezogen auf die Gipfelpunkte der Gebirge, in Text und Karten eingesetzt.

#### 3.1. Oberflächengestalt und Aufbau (Fig. 5)

Von Korkuteli her beginnt ca. 18 km vor Elmali eine ausgedehnte NNE–SSW-angelegte Polje. Die

Spornlage Elmalis auf einem Ausläufer des Elmali Dagh bewirkt eine kleine Geländestufe, dann setzt nach SW eine noch größere Ebene ein, die als Großpolje den Raum zwischen Elmali, Gömbe und Avlangölü einnimmt. Die gesamte Depression von Elmali hat eine deutlich NE–SE-gerichtete Anlage, parallel zum Bey Dagh auf der einen und zu den Gipfelhöhen Ak-, Yumru- und Elmali Dagh auf der andern Seite. Diese dominante Richtung ist in Lykien weit verbreitet, wir finden sie im Streichen der Gebirge und im Verlauf der Täler.

Der Ak Dagh, hauptsächlich aus Kreidekalken und ältestem Tertiär aufgebaut, ist durch ein markantes Hochplateau auf 2500–2750 m charakterisiert. Blicken wir von Gömbe zum Ak Dagh hinauf, so sehen wir bloß die 2600 m hohe und über 4 km lange östliche Vorderkante der Hochfläche, der eigentliche Gipfelaufbau mit den schönen Karformen ist weiter zurückgesetzt und unsichtbar. Das auffallende Plateau setzt sich nach NNE in der Gipfelplatte des Yumru Dagh und weiterer Gipfelhöhen fort. Was aber auf der geologischen Karte 1 : 500 000 (108) überhaupt nicht dargestellt ist, sind mächtige Serien von Peridotit, Pyroxenit, Serpentin usw., die den Südrand des Ak Dagh scharf begrenzen. Wir haben den Eindruck gewonnen, daß sehr wahrscheinlich tektonische Vorgänge mit dieser auffallenden Kontaktzone in Beziehung stehen müssen.

Im Bey Dagh hebt sich der Kizlar sivrisi als isolierter Gipfel (3086 m) aus einem mehrstöckigen Plateau heraus (Abb. 31). Die allgemeine NE–SW-Richtung zeigt sich im Steilabfall des Hochplateaus gegen das Hochtal von Çamçukuru und schließlich gegen die Depression von Elmali. Die Karstentwässerung hat ihre eigenen Formen geschaffen, die mit weiträumigen Mulden und Wannen den Plateaucharakter zusätzlich betonen (Abb. 32).

Über die Geologie dieses Raumes ist bis heute sehr wenig bekannt, erst in den letzten Jahren sind bedeutende Kartierungsarbeiten von der türkischen geologischen Landesanstalt aufgenommen worden. Im heutigen Zeitpunkt gilt immer noch die Feststellung Blumenthals: «Eine befriedigende Klärlegung der tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse ist in diesem Gebiet noch nicht erreicht»

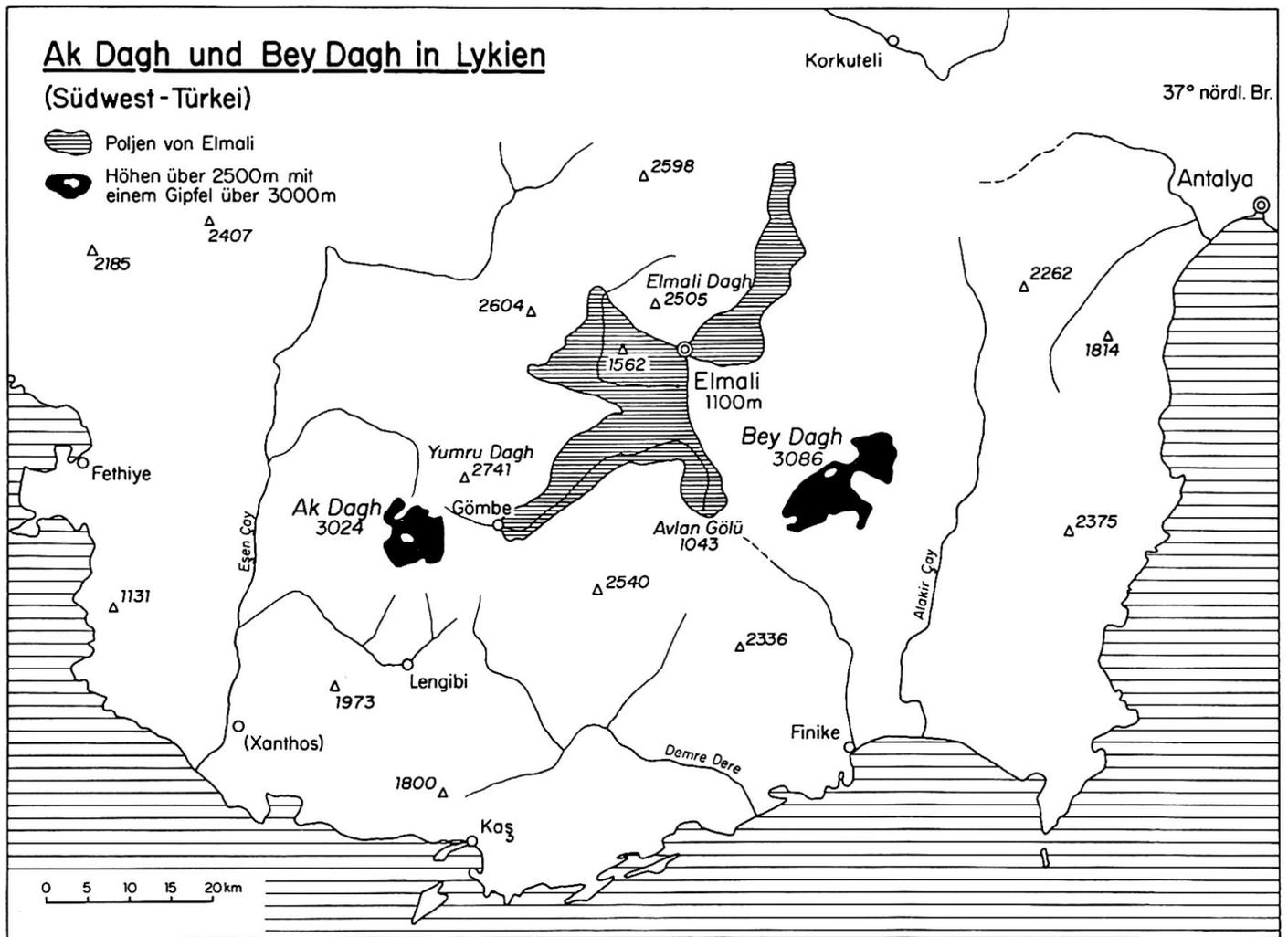


Fig. 5 Übersichtskarte

(4, S. 279). Und doch bestimmten die orographischen Verhältnisse das Ausmaß der eiszeitlichen Vergletscherung. Die Gipfelstöcke über 2750 m bildeten das ideale Nährgebiet der Gletscher, und in ihren Steilflanken entstanden die eigentlichen Karformen. Traten die Eisströme aber auf die Hochflächen aus, so blieben sie in den Mulden und Wannen stecken und erreichten kaum den Steilabfall. Eiszeitliche Gletscher mit niedrigen Endlagen waren nur dort möglich, wo die Plateauflächen nicht existierten oder wo die Abbruchränder rasch erreicht und durch präglaziale Einschnitte leicht überflossen werden konnten. In diesem Sinne werden wir die Strukturformen des Gebirges bei der Beurteilung der Endmoränenlagen zu berücksichtigen haben.

### 3.2. Klimatische Grundzüge

Onde hat die Niederschlags- und Abflußverhältnisse im Einzugsgebiet des Esen Çay besprochen und die Niederschlagsverteilung an einigen Stationen erläutert (249, S. 331).

#### 3.2.1. Die Niederschläge (211, 212)

##### Küstengegend:

Antalya	43 m	1956–61 im Mittel 958,5 mm (1931–60 = 1029,9 mm)
Fethye	1 m	1956–61 im Mittel 841,2 mm (1936–60 = 995,1 m)
Finike	25 m	1956–61 im Mittel 825,2 mm

##### Landesinnere:

Elmali	1110 m	1956–61 im Mittel 501,0 mm (1956–63 = 503,7 mm)
Korkuteli	1020 m	1956–61 im Mittel 415,1 mm

Die Küstenräume zeigen relativ große Niederschlagsmengen, Onde gibt für das Bassin des Esen Çay sogar einen Mittelwert von 1100 mm an. Mit dem Überschreiten der Randketten nimmt dieser Wert schlagartig ab. Elmali, ca. 55 km vom Meer entfernt, erhält nur noch 500 mm und das 46 km weiter im NNE liegende Korkuteli 415 mm. Vergleichen wir die beiden Gebirge miteinander, so steht der Ak Dagh den Niederschlägen nach W und S offen, der Bey Dagh dagegen ist mit einer kon-

tinentalen Westseite benachteiligt. Für den winterlichen Niederschlag in fester Form werden diese ungleichen Lageverhältnisse noch dadurch verstärkt, daß der Ak Dagh für Schneeanlagerungen im Lee der Windrichtungen eine bessere Geländekonfiguration bietet als der langgestreckte Höhenrücken des Bey Dagh. Unde nimmt für den Ak Dagh einen Niederschlag von 1,5–2 m an. Wir sind überzeugt, daß die 2-m-Grenze überschritten wird. Die genauen Niederschlagsmessungen am Ulu Dagh bei Bursa werden uns auf diese Frage zurückführen. Wir sind aber keinesfalls mit der Niederschlagskarte einverstanden, die dem Ak Dagh und Bey Dagh gleiche Niederschlagsmengen von 1250–1500 mm zuordnet (212).

### 3.2.2. Die Temperaturen (211, 212)

Die Temperaturverhältnisse des Küstensaumes sind durch die langjährigen Meßreihen der Stationen Antalya und Fethye gut belegt. Aus dem Landesinnern nehmen wir die Werte von Elmali und vergleichen sie mit Kayseri.

		Mittlere Julitemperatur
Antalya	43 m	28,2°
Fethye	1 m	28,2°
Elmali	1112 m	23,8°
Kayseri	1071 m	22,8°

Wir müssen auf die Berechnung einer Höhentemperatur verzichten, da uns die notwendigen Stationen fehlen. Eines aber wollen wir deutlich festhalten: Die Juli- und die Sommertemperaturen sind in Elmali höher als in Kayseri. Die sommerlichen Klimaverhältnisse des zentralen Lykiens sind extremer als in Inneranatolien. Das bedeutet nichts anderes, als daß auch die Schneegrenze im kontinentalen Bereich von Elmali durch diesen Temperaturverlauf kräftig in die Höhe gedrückt wird. Auf unsere beiden Gebirge bezogen: Der Bey Dagh schließt mit seiner langgestreckten Westseite an einen völlig kontinentalen Raum an, der Ak Dagh dagegen steht nach W und S dem maritimen Einfluß offen und grenzt nur mit seiner östlichen Leeseite an die kontinentale Klimaprovinz. Dieser Unterschied muß sich auf den Verlauf der eiszeitlichen und rezenten Schneegrenzen auswirken.

### 3.3. Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Ak Dagh

Die Ergebnisse unserer Feldarbeit sind in Fig. 6 eingetragen und die morphometrischen Analysen in den Zurundungsmorphogrammen der Figur 7 zu-

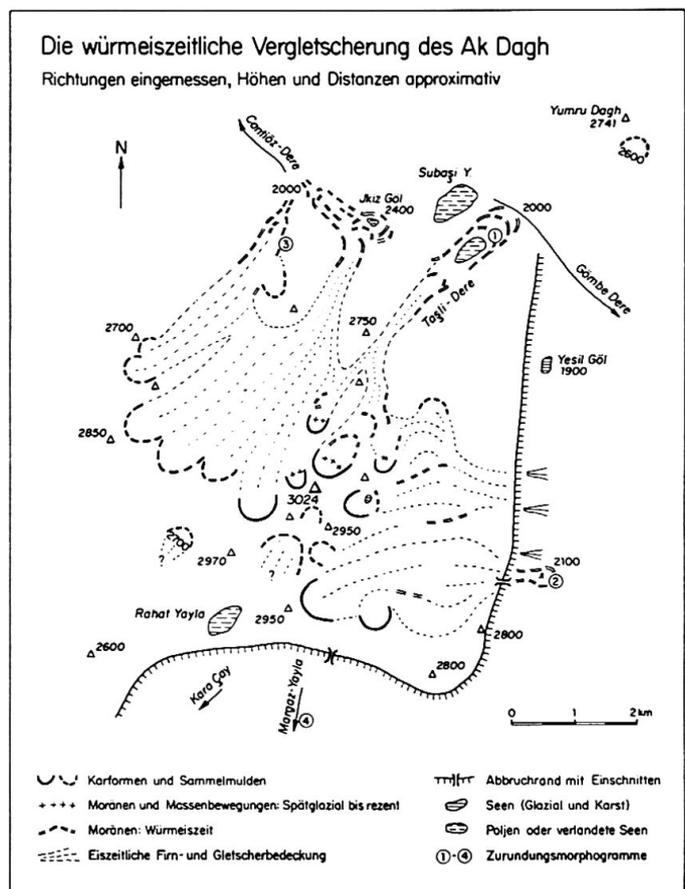


Fig. 6

sammengestellt (Nr. 1–4). Wir beginnen unsere Besprechung beim nordexponierten Tasli Dere, dann folgt die E- und W-Seite und am Schluß die Problematik der Südhängen.

#### 3.3.1. Die einzelnen Expositionen

**Nordseite:** Tasli Dere (Fig. 6; Abb. 26, 27; Morphogramm 1).

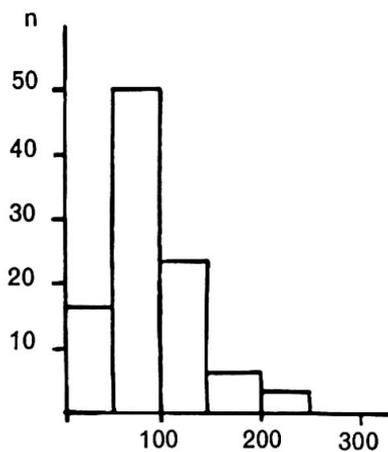
Mit einer 200 m hohen und steilen Wand öffnet sich nordöstlich des Hauptgipfels das größte Kar des Ak Dagh. Hier begann der eiszeitliche Tasli-Gletscher, strömte auf das Niveau des Hochplateaus aus, verlor einen kleinen Teil seiner Eismasse nach Osten, stieß in einem engen Talschlauch nach Norden ausbiegend in die Tiefe und erreichte am Fuß des Yumru Dagh seine erstaunlich niedrige Endlage von ca. 2000 m, die tiefsten Komponenten sogar 1900 m. In den höheren Bereichen bezeichnen zahlreiche Moränenreste, Rundbuckel und Gletscherschliffe den ehemaligen Gletscherlauf. In ca. 2400 m setzen auf beiden Talseiten mächtige Ufermoränen des Maximalstandes ein und senken sich kontinuierlich bis zum prächtigen mehrgliedrigen Endmoränenkranz auf 2200 bis 2000 m ab. Die Gletscherzunge hat möglicherweise einmal tiefer in die Schlucht des

### 1. Ak Dagh-Nord

Tasli Dere 2200 m

Moräne

Mittelwert 0,089

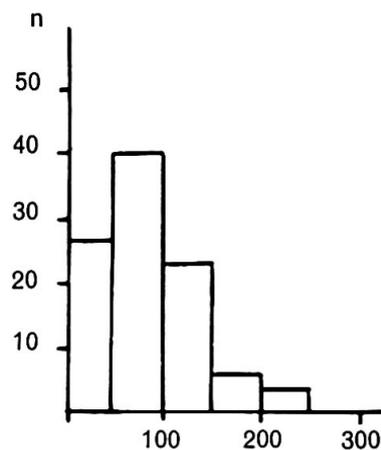


### 2. Ak Dagh-Ost

Weg Karagöl-Cayköy

Moräne 2200 m

Mittelwert 0,080

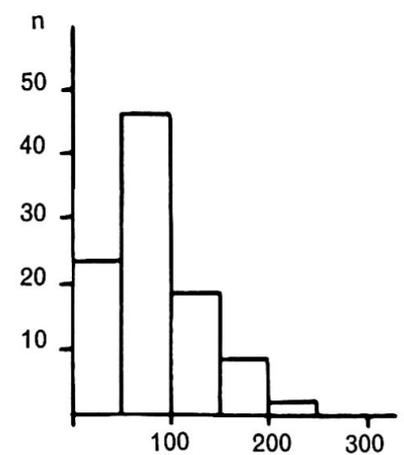


### 3. Ak Dagh-West

Cantiöz Dere 2340 m

Moräne

Mittelwert 0,082

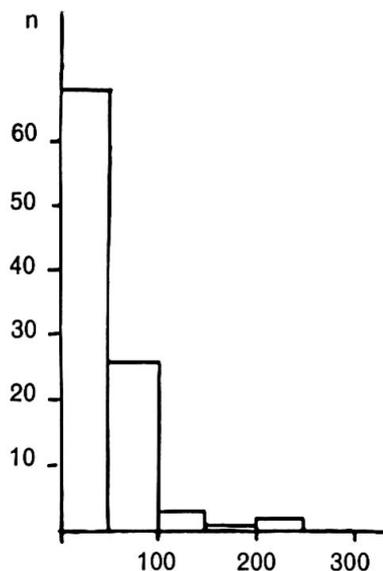


### 4. Ak Dagh-Süd

Ob. Margaz Tal

Sackungen, Solifluktion  
(+ Moräne?)

Mittelwert 0,036



### 5. Bey Dadh

NW Fuss des Kizlar sivrisi

Moräne, (Sturz + Solifluktion ?)

Mittelwert 0,068

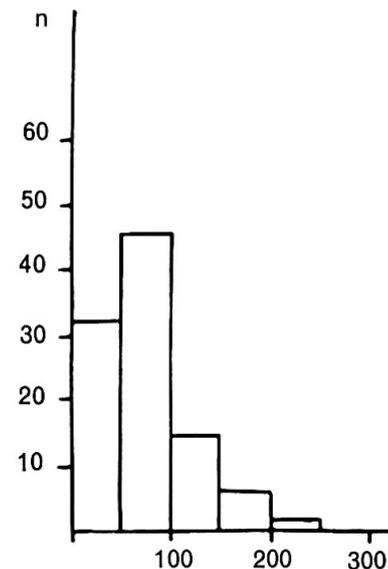


Fig. 7 Zurundungsmorphogramme Ak Dagh und Bey Dagh.

Gömbe Dere hineingehangen, doch kommt einer solchen Vermutung höhen- und materialmäßig keine große Bedeutung zu. Die Abhänge des Yumru Dagh sind von einer diluvialen, hangparallelen Breccie überzogen, so daß sich am Bergfuß Moränen und Hangbreccien als verschiedene Ablagerungsformen einer gleichen Entstehungszeit gegenüberstehen. Unterhalb der Endmoränen setzen in der Gömbe-Schlucht Konglomeratbänke ein, die mit größeren

und feineren Horizonten auf ein wechselndes Klimageschehen hindeuten. Eine ältere Moräne konnten wir nicht eindeutig nachweisen (249, S. 334). Nach der Würm-Maximalphase entstand im Endmoränenkranz des Tasli-Gletschers ein See, der heute in verlandetem Zustand den Weidgrund der Subasi Yayla bildet. Fragen wir uns nach der eiszeitlichen Schneegrenze dieses schönsten Talgletschers, so erhalten wir nach der Höferschen Methode einen

minimalen Wert vor 2400 m (2900 und 1900 m). Diese Schneegrenze stimmt mit dem Ausapern der Ufermoränen gut überein und wird auch von keinen niedrigeren Karformen unterschritten.

*Ostseite:* Hochplateau und Abbruchrand (Fig. 6; Morphogramm 2).

Zahlreiche Kare öffnen sich im Gipfelaufbau nach Osten gegen ein mehrfach gestuftes Hochplateau. Die ungeordneten Materialdeponien auf dieser Hochfläche zeugen von einer Gletscherbedeckung, die wir nicht mehr nach einzelnen Eisströmen differenzieren können. Verschiedene Bewegungsrichtungen sind aufeinandergestoßen, und größere Eismassen sind in präglazial angelegten Karstmulden ausgeschmolzen. Einzelne Höhenrücken, die sich heute scheinbar als Moränenzüge präsentieren, sind im Grunde genommen überschüttete Felsstufen oder -rippen, die für die Eismassen zu Leitlinien wurden. Gesamthaft gesehen wurde auf diesem Hochplateau das im Gipfelstock abgetragene Material nach kürzestem Transportweg wieder abgelagert.

Eine Ausnahme läßt sich feststellen. Im südöstlichen Teil ist der markante Abbruchrand durch einen Einschnitt geöffnet (Karte 1 : 200 000: Weg Karagöl-Çayköy). Eine Klamm setzt auf ca. 2600 m ein, hat zuoberst ein Gefälle von fast 30° und beginnt auf 2400 m auszuflachen. Auf 2350 m treffen wir die ersten kleinen Wallformen an. Sie wiederholen sich und enden in einem mächtigen Wall auf ca. 2100 m. Das Material ist in tieferen Lagen häufig verkittet. Eine Auszählung ergab den Mittelwert von 0,080, was einem glazialen Transport entspricht.

Von dieser Ablagerung am Fuß des Einschnittes bis zum Yesil Göl (Grüner See) verläuft ein strukturell bedingter Sims. Darauf liegen verschiedene Akkumulationsformen, auf deren Deutung wir nicht im Detail eintreten wollen. Der Yesil Göl (auf ca. 1800 m) ist durch zwei Wälle von Sturzmaterial abgegrenzt. Er hat mit einer Karform nicht zu tun, höchstens mit einer Karstform (249).

Aus der Vergletscherung der Ostseite und den tiefsten Endmoränen leiten wir eine lokale Schneegrenze von ca. 2500 m ab.

*Westseite:* Cantiöz Dere (Fig. 6; Abb. 28; Morphogramm 3).

Vom südlichsten Teil des Gipfelmassivs zieht sich in der Höhenlage 2800–2900 m ein Kamm nach NW, in dessen Nordexposition zahlreiche Kar- und Nivationsformen eingetieft sind. Dort lag das Einzugsgebiet eines ausgedehnten eiszeitlichen Firnfeldes. Die Begehung dieses Raumes könnte an einer wirksamen Vergletscherung zweifeln lassen, denn nur vereinzelte Deponien, Seen und Rundbuckel zeugen von einer glazialen Überdeckung. Folgen wir aber den relativ engen und versteilten Ausgängen nach Norden, so erreichen wir auf ca.

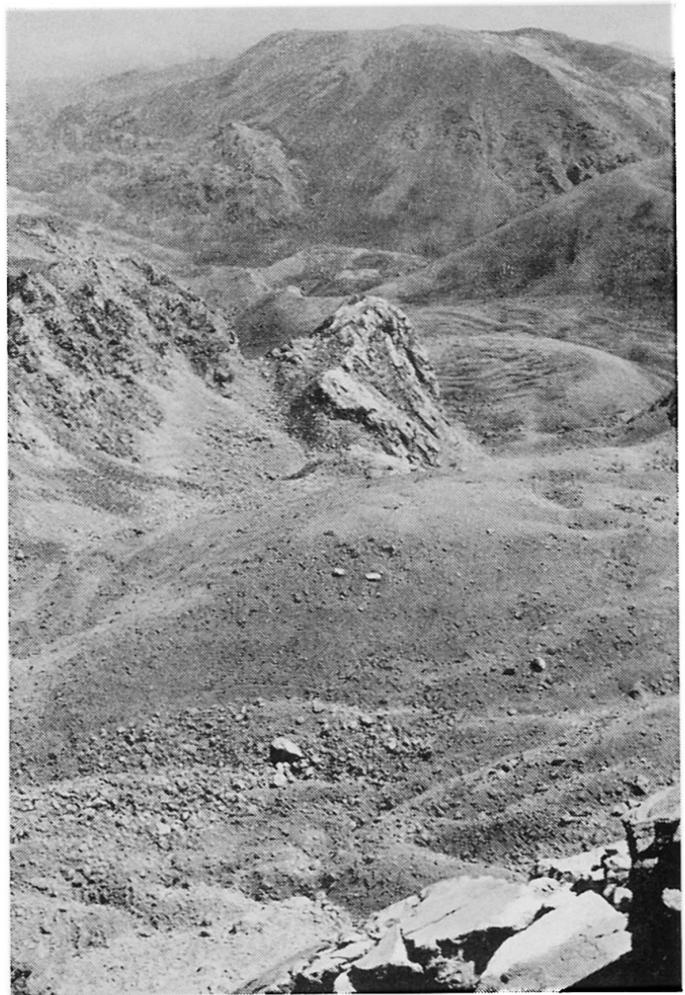


Abb. 26 Blick vom Ak Dagh Hauptgipfel (3024 m) nach NE zum Yumru Dagh (2741 m). Wir überblicken den gesamten Lauf des Tasli-Gletschers: Zu unseren Füßen im Gipfelkar frische Wallformen (Moränen, blockstromartig umgelagert), dann Rückzugsdeponien und schließlich die Seiten- und Endmoränen des maximalen Würmgletschers unmittelbar vor dem Hang des Yumru Dagh.



Abb. 27 Ak Dagh, mehrgliedriger Endmoränenkranz des Tasli-Gletschers, unmittelbar vor dem Hang des Yumru Dagh.

2500 m außerordentlich gut erhaltene Seitenmoränen. Wir unterscheiden zwei Gletscherarme (Fig. 6):

– Der westliche zeigt einen geraden, NE-gerichteten Verlauf, fällt auf ca. 2350 m steil ab und endet auf ca. 2000 m. Wir haben auf 2340 m eine Materialanalyse vorgenommen, der Zurundungsgrad von 0,082 bestätigt den Moränencharakter.

– Am östlichen Arm in der Nachbarschaft des Tasli Dere beginnen die Seitenmoränen auf ca. 2500 m auszuapern. In der Umgebung des Ikiz Göl (kleiner See auf ca. 2400 m) ist eine Vielzahl von Moränenwällen erhalten, weil die Verflachung und Richtungsänderung den Gletscher zur Ablagerung zwang. Folgen wir dem ehemaligen Eisstrom ca. 800 m weiter talwärts, so erreichen wir den Steilabfall und die Endlage in ca. 2000 m. Sanderartige Schüttungen zeigen den Zungenbereich an und weisen auf die Abflußrinne des Cantiöz Dere hin.

*Südseite:* (Fig. 6, Abb. 30; Morphogramm 4)

Die amtliche Karte gibt ein verwirrendes Bild dieser Gebirgsseite. Eine fahrbare Piste führt über Sütlegen zur Forststation Lengibi und durch das walddreiche Tal der Margaz Yayla auf eine Höhe von 1700 m. Verlassen wir die obere Waldgrenze bei ca. 2000 m, so überblicken wir die tektonisch schwer beanspruchte Kontaktzone des Abbruchrandes. Ausgeprägte «Badlandformen», Sackungen größten Ausmaßes, rezente Sturzvorgänge usw. charakterisieren diesen mobilen Raum, dessen Bedeutung und Besonderheit bis heute noch nirgends beschrieben ist.

– Im Gipfelmassiv des Ak Dagh lassen sich südexponierte Nivationsformen nachweisen, die untersten mit einer Schwellenhöhe von ca. 2700 m. Aber eindeutige Ablagerungsformen sind nicht erhalten, höchstens treten auf der verkarsteten Oberfläche vereinzelt bearbeitete Komponenten auf. Wir vermuten, daß die Südhänge in begünstigter Lage während der Kaltzeiten periodisch eine Firndecke getragen haben, die sich nirgends zu einem echten Gletscher verdichten konnte. Zugleich fehlten im Rückland Karwände und Felsabstürze als Materiallieferanten. Es fehlte also am Transportmittel und am Transportmaterial. Auf diese Weise deuten wir uns die spärliche Materialstreu. Wir werden bei der Besprechung des Olymps eingehender auf dieses Problem zurückkommen.

– Wenn wir oberhalb 2700 m mit Verfirnungen und schwachen Transportleistungen rechnen können, so hören solche Vorgänge an der Abbruchkante schlagartig auf. Auf 2300 m haben wir zwar verwirrende Wallformen gefunden, doch handelt es sich um Massenbewegungen, teilweise im Zusammenhang mit der letzten Kaltzeit, die aber mit einer Vergletscherung nichts zu tun haben. Wir haben eine solche Pseudomoräne analysiert, der Zurundungsgrad von



Abb. 28 Das Gipfelmassiv des Ak Dagh. Wir blicken vom östlichen Hochplateau, das vom würmeiszeitlichen Gletscher überdeckt war, zum Hauptgipfel (3024 m). (Nach links zeichnet sich das Gipfelkar des Tasli-Gletschers ab.)

0,036 schließt jeglichen glazialen Transport aus (Morphogramm 4).

Die Schneegrenzbestimmung ist äußerst heikel. Die einzigen sicheren Indizien bieten die Nivationsformen in 2700 m, in der Südexposition des Yumru Dagh sogar auf 2600 m (Fig. 6).

### 3.3.2. Die eiszeitliche Schneegrenze

Onde hat nach der Begehung des Tasli Dere eine eiszeitliche Schneegrenze von 2200–2300 m bestimmt. Wie er selber schreibt, handelt es sich um



Abb. 29 Ostexponiertes Kar im Gipfelmassiv des Ak Dagh (Abb. 28). Firn- und Eisreste perennieren, rezente Ablagerungsformen sind sichtbar. Es handelt sich um Sturzmaterial, das in der Zeit der rezenten Hochstände zusammengeschoben und durch interne Massenbewegungen umgelagert wurde.

eine lokale Schneegrenze. Planhol bezeichnet diese Angabe als Rückzugswert und legt die Schneegrenze auf 2200 m fest (218, S. 258).

Wenden wir die Höfersche Methode an, so erhalten wir 2400 m als unterste Grenze. Keine tieferen Karformen sind festzustellen und das Ausapern der Seitenmoränen weist auf die Richtigkeit dieser Höhenlage hin. Auf der niederschlags- und temperaturmäßig begünstigten Westseite erhalten wir den gleichen Wert, indem die orographischen Nachteile durch die klimatischen Vorteile aufgewogen werden. Die strukturell ungünstige Situation auf der Ostseite zeigt sich in der Anhebung der Schneegrenze auf 2500 m. Die Südseite ist äußerst problematisch zu bestimmen. Firnbedeckung und Nivationsformen geben uns keine verlässlichen Ergebnisse. Wir werden auf Seite 189 die Probleme der Vergletscherungsasymmetrien und die Berücksichtigung der fehlenden S-Vergletscherung bei der Schneegrenzberechnung eingehend besprechen.

Am Ak Dagh schätzen wir die würmeiszeitlich regionale Schneegrenze auf 2500–2550 m.

### 3.4. Die würmeiszeitliche Vergletscherung des westlichen Bey Dagh

Auf der Karte 1 : 200 000 sind im SW bis S des Kizlar sivrisi (3086 m) zwei weitere Gipfel eingetragen: der Alasan Tepe (2850 m) und der Ak Tepe (ca. 2890 m). Diese drei Punkte sind zur allgemeinen Orientierung wichtig.

#### 3.4.1. Die NW-exponierten Gletscher (Abb. 31, Morphogramm 5 in Fig. 7)

Am Nordwestfuß des Kizlar sivrisi liegen zahlreiche Moränenwälle, die im oberen Teil durch rezentes Sturzmaterial überschüttet sind. Die Steilwand des Kizlar sivrisi hat als Schneesammler gewirkt, an ihrem Fuß sind kleine Wandfußgletscher entstanden und haben das anfallende Sturzmaterial wenige 100 m hangabwärts bewegt. Auf 2300 m haben wir eine morphometrische Auszählung vorgenommen. Der Zurundungsgrad mit dem sehr kleinen Mittelwert von 0,068 weist auf den kurzen Transportweg hin (Morphogramm 5). Die tiefsten Ablagerungen liegen westlich des Hauptgipfels auf 1900–2000 m. Eine lokale Schneegrenzbestimmung scheint uns fragwürdig. Im übrigen hat die Steilwand mit einer Karform nichts zu tun, sie ist vielmehr tektonisch bestimmt und angelegt (Faltenstrukturen, evtl. Überschiebungen).

Unmittelbar südwestlich des Hauptgipfels befindet sich ein bedeutendes eiszeitliches Einzugsgebiet, das durch eine Karform und mehrere Sammelmul-

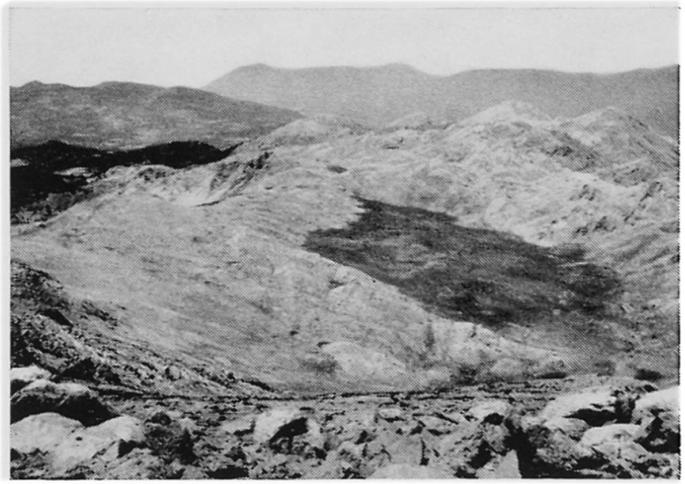


Abb. 30 Südseite des Ak Dagh. Blick auf die Polje der Rahat Yayla (Fig. 6). Der Abbruchrand ist in der linken Bildhälfte zu erkennen. Diese südexponierten Hänge waren nicht vergletschert, höchstens verfirnt.

den bestimmt ist. Ein schwacher Moränenschleier liegt auf der Plateaufläche, und die undeutlichen Wallfragmente weisen auf den Steilabsturz zur Hochtalung von Çamçukuru hin. In dieser Versteilung hat sich der eiszeitliche Gletscher sehr wahrscheinlich aufgelöst; denn in der Talniederung ist höchstens ein Schuttkegel, aber keine eindeutige glaziale Ablagerung mehr erhalten. Die letzten Komponenten liegen auf 2000 m, doch ist das wirkliche Gletscherende kaum mehr zu rekonstruieren. Im Raum des Alasan Tepe sind zwei schöne, aber stark verschüttete Karformen erhalten (Abb. 32). Die größere hat eine Schwellenhöhe von ca.



Abb. 31 Bey Dagh. Der nordwestliche Steilabfall des Kizlar sivrisi (3086 m) hat als Schneesammler gewirkt, ein eiszeitlicher Wandfußgletscher ist entstanden und die deutlich erkennbaren Moränenwälle zeugen von den bescheidenen Materialtransporten.

2600 m. Aus ihr treten Wallformen aus, überqueren das Plateau in nordwestlicher Richtung und verlieren sich im Steilabsturz der Çamçukuru-Talung. Am Hangfuß setzt ein Schuttkegel ein und breitet sich in der Talung aus. Einige weit gestreute Großblöcke fallen besonders auf, aber eine richtige Endmoräne ist nicht erhalten.

Aus diesem gleichen Kar ist ein Seitenarm durch eine enge Talung nach W bis SW abgeflossen. Tiefstes kantenbestoßenes Material haben wir auf 2200 Meter gefunden, die endmoränenartigen Wallformen liegen zwischen 2300 und 2400 m. Die glazialen Deponien sind nicht besonders mächtig. Wir müssen annehmen, daß dieser Gletscherarm in seinen Ausmaßen bescheiden und in seiner Transportkapazität beschränkt war.

### 3.4.2. Die eiszeitliche Schneegrenze

Für eine eindeutige Schneegrenzbestimmung fehlen uns am Bey Dagh Untersuchungsergebnisse von allen Gebirgsexpositionen. Immerhin ist den beschriebenen Nordwest-Gletschern gemeinsam, daß sie aus den Ursprungskaren auf eine Plateaufläche austreten, dabei stark ausschmelzen und nur mit geringer Eismächtigkeit den Steilabfall erreichen. Der dünne Moränenschleier, der kaum die anstehenden Kalkbänke überdeckt, bestätigt die schwache Vergletscherung. Ein nachträglicher Abtransport des Materials war ja nicht möglich, da in der postglazialen Wärmezeit die plateauinterne Karstentwässerung vorherrschte. Die gleiche Aussage einer relativ schwachen Vergletscherung bestätigen auch die Kare, die niemals den gleichen Ausformungsgrad wie im Ak Dagh erreicht haben.

Bestimmen wir die Schneegrenze der NW-exponierten Gletscher, so erhalten wir einen Wert von 2450–2550 m. Im Vergleich mit der entsprechenden Exposition am Ak Dagh ergibt sich eine 50–150 m höhere Schneegrenze. Dieses Ergebnis, durch die unterschiedlichen Klimaverhältnisse bestimmt, bestätigt sich im Vergleich der glazialen Formen und Ablagerungen.

### 3.5. Strukturböden, Glatthänge und Waldgrenze

Am Ak Dagh treten Strukturböden oberhalb 2600 m auf. In auffallender Verbreitung haben wir Steinstreifen und Frostmusterböden auf dem Gipfelplateau zwischen 2750 und 3000 m in allen Expositionen beobachtet.

Glatthangbildungen sind im Bey Dagh viel häufiger als im Ak Dagh. Besonders schöne Beispiele liefert der SE-Hang des Kizlar sivrisi, indem hier der aktive Prozeß der Glättung an einigen austreichenden

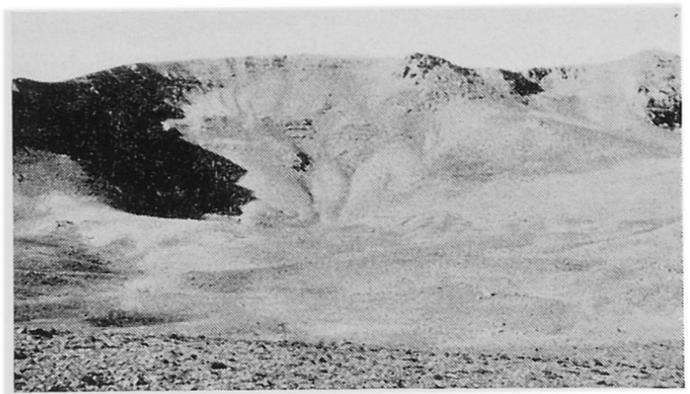


Abb. 32 Bey Dagh. Kar zwischen Ak Tepe und Alasan Tepe. Die Plateaufläche im Vordergrund ist von Moränen überdeckt. Im höher gelegenen Kleinkar am rechten Bildrand eine sich aktiv bewegend Blockmasse.

Kalkbänken genau verfolgt werden kann (146, 147, 326).

Die Waldgrenze legen wir im Ak Dagh auf ca. 2000 m fest, wobei sich je nach Exposition große Unterschiede ergeben. Die offizielle Karte gibt auf der Südseite die obere Grenze des prächtigen Kiefernwaldes auf 2500 m an, was keineswegs den Tatsachen entspricht. Im Bey Dagh hat Louis die Waldgrenze in 2100 m festgelegt, wobei der Baumwachholder in einzelnen geschlossenen Beständen den einzigartigen Zedernwald um 100 m überragt (184, S. 77). Gesamthaft gesehen scheint auch die leicht ansteigende Waldgrenze vom Ak Dagh zum Bey Dagh den Wandel vom maritim zum kontinental beeinflussten Klimabereich zu bestätigen, doch sind diese Höhenwerte nicht als klar faßbare Grenzlinien, sondern eher als Grenzzonen mit aller Vorsicht zu interpretieren.

### 3.6. Rezente Formen und das Problem der rezenten Schneegrenze

Im Ak Dagh haben wir in drei nordexponierten Karen des Gipfelmassivs jüngere Ablagerungsformen festgestellt, im Bey Dagh vor allem in einem Kar nördlich des Alasan Tepe. Im Gipfelkar des Ak Dagh sind Wallformen oberhalb 2700 m erhalten, die spätglazial bis rezent zu datieren sind (Abb. 26). In der Schattenlage der Gipfelwand gibt es einen kleinen Firnflecken, in einem Kar westlich des Gipfels sogar einen winzigen Eisrest (Abb. 29). Auf diese Firn- und Eisflecken ist das anfallende Sturzmaterial abgeglitten, hat sich angehäuft und ist vielfach durch blockstromartige Massenbewegungen

über ganz kurze Distanzen hangabwärts verschoben worden. Von diesen rezenten Formen unterscheiden sich die älteren Blockwälle im Gipfelkar sehr deutlich, denn sie zeigen bereits Vegetationsansätze und geben mit einem stirnseitigen Böschungswinkel von ca. 30° ihren stabilisierten Zustand an.

Wir könnten uns die Frage stellen, wie weit diese rezenten Ablagerungs- und Bewegungsformen eine nahe Schneegrenze anzeigen. Im Vergleich mit dem Taurus treten die rezenten Formen im Ak Dagh rund 200 m tiefer auf. Firnflecken und Wallformen sind aber am Ak Dagh ungleich viel schwächer ausgeprägt, so daß wir höchstens ein Absinken der klimamorphologischen Höhenstufung um 100–200 m annehmen dürfen. Dieser Wert würde mit dem Absteigen der eiszeitlichen Schneegrenze um ca. 150 m vom Taurus zum Ak Dagh sehr gut übereinstimmen, doch scheint uns ein solcher Vergleich fragwürdig.

Eine Bestimmung der heutigen Schneegrenze ist am Ak Dagh und Bey Dagh kaum möglich. Die Gipfelhöhen sind zu niedrig und die rezenten Formen zu selten. Auch die bis heute vorhandenen klimatischen Unterlagen erlauben keine Schneegrenzberechnung. Als einziger Ausweg bleibt nur der Vergleich mit dem Taurus, der uns wie gesagt kein klares Ergebnis, sondern höchstens einige Anhaltspunkte liefern kann. Berücksichtigen wir die ähnliche geographische Breite, die klimatischen Bedingungen, die um 100–150 m tiefere Waldgrenze, die niedrigere Höhenlage der eiszeitlichen Schneegrenze und der jungen Formen, so leiten wir einen rezenten Schneegrenzwert von 3500 m für den Ak Dagh und 3600 m für den Bey Dagh ab, wobei diese Angaben mit größtem Vorbehalt aufzunehmen sind.

### 3.7. Die Schneegrenzen der südwestlichen Türkei

Unsere Werte von 2500–2550 m für den Ak Dagh und 2600 m für den Bey Dagh mögen sehr hoch erscheinen, besonders im Vergleich mit den Ergebnissen von Planhol (283). Wir müssen aber die unterschiedliche Betrachtungs- und Bestimmungsmethode ganz klar festhalten. Planhol hat die reelle und lokale Schneegrenze in der günstigsten Exposition bestimmt, wir aber haben versucht, eine regionale Schneegrenze aus allen Expositionen zu ermitteln. Deshalb ergeben sich zwischen unsern und Planhols Werten Differenzen von fast 200 m. Im übrigen haben wir selbst die nordseitigen Werte eher vorsichtiger beurteilt als frühere Autoren (Planhol, Louis im Bey Dagh, Onde im Ak Dagh). Die Isochionenkarte Planhols, die nur auf den Gunstexpositionen basiert, ist in dieser Region mit der teilweise fehlenden Südvergletscherung ein konsequent richtiges Vorgehen. Wir müssen aber auf

diese Methode verzichten, weil wir eine einheitliche Vergleichsmöglichkeit mit den nördlich und südlich anschließenden Räumen anstreben.

Vergleichen wir unsere Ergebnisse mit den andern Gebirgen des westlichen Taurus. Besonders interessant sind die von Planhol beobachteten Kare am Sandras Dagh (2294 m), ca. 55 km NNW von Fethiye. Dagegen fehlen jegliche Glazialspuren am Yesilgöl Dagh (2275 m) nordöstlich von Fethiye (281 und 283). Diese beiden fast gleichhohen Massive liegen ca. 50 km NW–SE auseinander und beweisen offenbar einen kräftigen Schneegrenzanstieg oder, was Planhol annimmt, ein postglaziales tektonisches Absinken des Sandras Dagh. Überlegen wir uns zuerst die Schneegrenzfrage. Der Sandras Dagh befindet sich in einer lokalklimatischen Gunstlage, indem die tief eingeschnittene und W–E-gerichtete Meeresbucht des Kerme Körfezi die niederschlagsbringenden Winde kanalisiert und genau auf das Gebirge zusteuert. Die günstigste lokale Schneegrenze liegt am Sandras Dagh nach Planhol auf 2000–2050 m, die regionale entsprechend zwischen 2200 und 2300 m. Demgegenüber zeigt der von Planhol zitierte unvergletscherte Yesilgöl Dagh offenbar eine Übergangslage zwischen Sandras Dagh und Ak Dagh. Hebt sich die Schneegrenzfläche vom Sandras Dagh her bloß um 200 m an, also auf ca. 2400–2500 m, dann wird bei einer Gipfelhöhe von 2275 m die Nordseite nicht mehr vergletschert. Genügt zu einem solchen Schneegrenzanstieg eine lokalklimatische Erklärung oder müssen wir wirklich tektonische Vorgänge zu Hilfe nehmen?

– Der Boz Dagh (2421 m, ca. 50 km südlich Denizli) trägt keine Glazialspuren (283) und verlangt deshalb eine regionale Schneegrenze von mindestens 2500–2600 m, da die nordseitig lokale Schneegrenze auf über 2400 m liegen muß. Diese Folgerung wird durch den Honaz Dagh bestätigt (2571 m, ca. 20 km ESE von Denizli), der nach Philippson (zitiert in 185, S. 475) keine und nach Erinc schwache Glazialformen zeigt (83). Die regionalen Schneegrenzen dieser Gebirge stimmen also mit den Angaben aus dem Bey-Gebirge sehr gut überein.

Gesamthaft gesehen fällt also nur der Sandras Dagh mit seiner niedrigen Schneegrenze aus dem allgemeinen Isochionenbild Lykiens heraus.

Gegen tektonische Erklärungen spricht folgendes: Ein Schneegrenzanstieg von 200–300 m vom Sandras zum Ak Dagh kann klimatisch befriedigend erklärt werden, er läßt sich vom Ak zum Bey Dagh konsequent weiterverfolgen. Ferner liegen die Endmoränen am einseitig vergletscherten Ulu Dagh bei Bursa auf gleicher Höhe wie am Sandras Dagh. Das heißt, die beiden Gebirge lassen sich zwischen den Isochionen 2250 und 2350 m ungezwungen miteinander verbinden; anders gesagt: eine ähnliche Schneegrenzfläche wölbt sich über die westlichen Vorberge der Türkei und umschließt auf natürliche

Weise den kontinentalen Klimaraum Anatoliens und Lykiens.

Für tektonische Erklärungen spricht folgendes: «Die gravimetrische Vermessung zeigt, daß das östliche Mittelmeer zum großen Teil den Gleichgewichtszustand noch nicht erreicht hat. Die Ausgleichsbewegungen sind in den einzelnen Teilgebieten verschieden weit fortgeschritten, am wenigsten in der Umgebung von Kreta. Die heutige Morphologie dieses Gebietes hat sich wahrscheinlich durch Aufsteigen des Meeresbodens im Aegäisraum und Absinken außerhalb des Inselbogens Kythera–Kreta–Karpantos–Rhodos entwickelt. Diese Inseln mit ihren ausgeprägten Bruchzonen an den Südküsten bilden die südliche Grenze einer Scholle» (Zit. nach Fleischer, 89). Der Kreta-Graben zieht sich bis in die Bucht von Fethiye, und es ist sehr wohl denkbar, daß der Sandras Dagh im Wirkungsbereich dieser Schwerestörungen liegt.

Vergleichen wir zum Schluß die Schneegrenzen im westlichen und zentralen Taurus. Vom Hohen Bolcardagh zum Bey Dagh stellen wir ein Absinken der Schneegrenze um 50 m fest, eine Differenz also, die praktisch innerhalb der Fehlergrenze liegt. Ein Vergleich der klimatischen Verhältnisse bestätigt dieses Ergebnis. Die meernähere Lage des Bey Dagh wird durch die beschriebenen kontinentalen Klimaverhältnisse wieder aufgehoben. Die rasche Senkung der Schneegrenze erfolgt erst unter dem direkten Einfluß des maritimen Klimas. Selbstverständlich sind nicht die milden Wintertemperaturen wesentlich (283), sondern die Mäßigung der kontinentalen Sommerhitze und die Zunahme der Niederschläge. Auf diese Weise erklärt sich das Absinken der regionalen Schneegrenzen auf engstem Raum vom Bey Dagh (2600 m) zum Ak Dagh (2500 m) und noch tiefer zum Sandras Dagh.

### 3.8. Zusammenfassungen

#### 3.8.1. Résumé Ak Dagh–Bey Dagh

– La structure des montagnes (sommets isolés, hauts-plateaux entre 2500 et 2750 m) donne des indications décisives pour la limite orographique de la glaciation quaternaire.

– Les hautes températures estivales et les précipitations peu importantes dans la dépression d'Elmali attestent un caractère de climat continental qui doit élever fortement la ligne des neiges. L'Ak Dagh se trouve sous une influence maritime plus prononcée que le Bey Dagh, ce qui se reflète dans le tracé des isochiones.

– Nous avons déterminé la ligne des neiges würmienne de l'Ak Dagh pour toutes les expositions, grâce à de vrais glaciers de vallée sur le versant nord

(2400 m), ou seulement d'après des formes de nivation sur le versant sud (2700 m). En moyenne, il en résulte une ligne des neiges régionales à 2500–2550 m.

– Nous évaluons la ligne des neiges würmienne du Bey Dagh à environ 2600 m, donc 50–100 m plus haute que celle de l'Ak Dagh. Cette opinion se confirme par les différentes formes et dépôts glaciaires.

– Les sols structurés se trouvent au-dessus de 2600 m à l'Ak Dagh. Les formations de pentes lisses se trouvent bien plus fréquemment au Bey Dagh. La limite de la forêt s'élève légèrement de l'Ak Dagh au Bey Dagh (2000–2100 m).

– Des formes de moraines récentes se trouvent en exposition nord. La ligne des neiges récente ne peut être déterminée qu'approximativement, par comparaison morphologique et climatique avec le Taurus central. Nous l'estimons à 3500 m pour l'Ak Dagh, à 3600 m pour le Bey Dagh.

– Les montagnes dans la région de Denizli (Boz Dagh et Honaz Dagh) ont des lignes des neiges correspondant très bien avec celle du Bey Dagh. Le Sandras Dagh, qui est proche de la mer et climatiquement favorisé, a une ligne des neiges régionale de 200–300 m plus basse que l'Ak Dagh. Nous penchons vers l'opinion que les particularités du climat local suffisent à expliquer cette différence de la ligne des neiges. Il nous semble moins probable que des abaissements postglaciaires tectoniques aient joué un rôle.

#### 3.8.2. Summary Ak Dagh–Bey Dagh

– We have determined the Würm-age snow-line of the Ak Dagh on all the mountain-sides, either by means of real valley glaciers on the northern side (2400 m) or merely by nivation hollows on the southern side (2700 m). On the average it gives a regional snow-line of 2500–2550 m.

– We value the Würm-age snow-line of the Bey Dagh at about 2600 m, i. e. 50–100 m higher than in the Ak Dagh. This opinion is confirmed by the various glacial forms and depositions.

– Recent wall forms may be found in northern exposure. The recent snow-line may only be determined approximately by morphological and climatic comparison with the central Taurus. We value it at 3500 m for the Ak Dagh, at 3600 m for the Bey Dagh.

– The mountains in the region of Denizli (Boz Dagh and Honaz Dagh) have a snow-line corresponding to that of Bey Dagh. The Sandras Dagh, which is near the sea and favoured by climate, has a 200–300 m lower regional snow-line than the Ak Dagh. We tend to attribute this difference rather to particular climatic peculiarities than to postglacial tectonic depressions.

## 4. Ulu Dagh (Mysischer Olymp)

Am Ulu Dagh bei Bursa sind die ersten eiszeitlichen Formen in Kleinasien entdeckt worden. Philippon hat sie 1904 (274) und Cvijic 1908 (62) beschrieben, später hat Louis in mehreren Publikationen auf sie hingewiesen (185) und in einer neueren Arbeit hat Pfannenstiel die Froststrukturböden besprochen (272). Trotz der mehrfachen, auch historisch bedeutenden Beschreibungen der Glazialformen wollen wir doch einige Hinweise zur regionalen Schneegrenze geben.

### 4.1. Grundlagen (Fig. 8)

Die Gipfelhöhe wird in der Literatur mit den verschiedensten Werten zwischen 2300 und 2600 m angegeben. Die amtliche Karte 1945 verzeichnet den Hauptgipfel mit 2543 m, Pfannenstiel bestätigt diesen Wert und weist dem östlich gelegenen Karatepe eine mögliche Höhe von angenähert 2600 m zu.

Die nordseitigen Karböden liegen genau auf der Kontaktfläche Marmor–Granit. Pfannenstiel: «Kein Kar greift tief in den Granit ein. Nur die Karwände bestehen aus Marmor oder einem nach oben diskordant durchbrechenden Gang von Granodiorit. Die hydrologisch bedingte Abhängigkeit der Lage der Karböden von der wasserstauenden Kontaktfläche» gibt uns einen interessanten Hinweis zum Verständnis der strukturbedingten morphologischen Formen (272, S. 332–333). Allerdings bleibt die Frage offen, warum die Südseite keine Glazialformen aufweist, bestehen ihre obersten Partien doch aus den genau gleichen metamorphen Kalken (272, Tafel VII).

In den letzten Jahren sind die Niederschlagsverhältnisse am Ulu Dagh genauer untersucht worden, und die vorläufigen Ergebnisse sind für unseren Zusammenhang von höchstem Interesse (211, 212). Der Niederschlag wurde nur im Winterhalbjahr während ca. 230 Tagen gemessen, die folgenden Werte entsprechen dem Mittel aus vier Meßjahren.

Bursa	100 m	508 mm
Yesilkonak	1025 m	835 mm
Sanatorium	1500 m	1197 mm
Hotel Ulu D.	1950 m	2099 mm

(Zum Vergleich: Jahresmittel 1931–1960 in Bursa 725,4 mm.)

Zum ersten Mal haben wir eine genaue Niederschlagsmessung einer türkischen Höhenstation vor uns. Die Niederschlagssteigerung mit zunehmender

Höhe ist äußerst interessant. Wir vermerken vor allem die Werte von mehr als 2 m bei der Meßstation Hotel Ulu Dagh (1920 m). Dementsprechend müssen die Schneemengen ganz bedeutend sein. Wenn auch die Gipfel des westlichen und des zentralen Taurus 3–4 Breitengrade südlicher liegen, so gehören sie doch zum gleichen Niederschlagsregime. Das Ergebnis vom Ulu Dagh gibt uns den wertvollen Hinweis, daß die Niederschlagsschätzungen im Ak Dagh und im Hohen Bolkardagh wohl berechtigt sind (2 m Niederschlag in der Höhenregion über 3000 m). Die offizielle Niederschlagskarte von 1960 weist dem Ulu Dagh 1250–1500 mm zu. Diese gewaltige Unterschätzung der Höhengniederschläge betrifft nach unserer Meinung genau gleich den Ak Dagh, den Hohen Bolkardagh und möglicherweise sogar den Erciyas Dagh.

Zweifellos ist der NW–SE-gerichtete Gebirgsrücken des Ulu Dagh für die Schneeansammlungen im Lee der Westwinde und für die Karbildung in NE-Exposition ideal angelegt. Die strahlungsgeschützte Nordostseite wird durch intensive Schneeanwehungen zusätzlich begünstigt, was die Schneegrenzdifferenz zwischen Schatt- und Sonnseite verstärken muß. Jedenfalls haben wir Mitte Juli am mysischen Olymp (Ulu Dagh) eine ausgedehntere Schneelage festgestellt als am 400 m höheren griechischen Olymp.

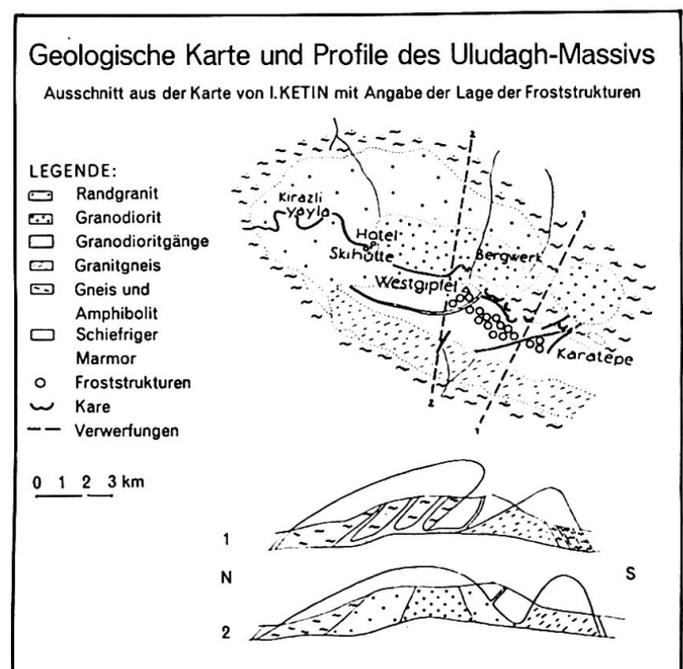


Fig. 8 Aus Pfannenstiel 1956.

#### 4.2. Die regionale Schneegrenze

Die Karböden liegen auf 2200–2400 m, die Moränen enden auf 1900–2000 m (185). Die lokale Schneegrenze beträgt nach der Höferschen Methode 2200–2250 m. Diesen Wert haben Philippson, Cvijic und Louis bereits ermittelt (62, 274, 185). Nun stellen wir uns aber die Frage, ob wir die Schneegrenze wirklich unter 2300 m festlegen können. Die Südseite zeigt keinerlei Glazialformen, die lokale Schneegrenze muß mindestens auf 2500 m gelegen haben. Dagegen könnten wir einwenden, daß die lokalklimatischen Verhältnisse, besonders die luvseitige Schneeverblasung in SW-Exposition, die Schneegrenze unnatürlich hinaufdrücken. Im Vergleich mit andern Gebirgen dürfen wir aber eine Schneegrenzdifferenz von mindestens 250–300 m zwischen Schatt- und Sonnseite annehmen.

Ähnlich hohe Schneegrenzdifferenzen haben wir an rezenten Beispielen beobachtet (vgl. den Gletscher am Erciyas Dagh, 203). Dort haben wir erläutert, wie die Schneegrenzdifferenz zwischen Schatt- und Sonnseite von der würmeiszeitlich ausgedehnten Vergletscherungsfläche bis zur rezent beschränkten Gipfelvergletscherung ständig zugenommen hat. Die Begründung fassen wir folgendermaßen zusammen: Erstens führt eine große Eisfläche zu einem lokalklimatischen Ausgleich. Zweitens ist eine aus den Ursprungskaren weit ins Vorland ausströmende Vergletscherung orographisch weniger begünstigt; die Nordseite verliert im Unterlauf der Täler (Taurus) oder auf dem offenen Vulkansockel (Erciyas Dagh) ihre besondere Schutzwirkung. Die Endmoränenhöhen differieren auf den verschiedenen Gebirgsseiten nicht mehr stark (Erciyas Dagh, Hoher Bolkardagh). Dagegen ergibt eine räumlich eng begrenzte Gipfelvergletscherung eine bedeutende Schneegrenzdifferenz: Kleine Wandfußgletscher im Schatten der nordseitigen Karwände, völlig aperer Südhang in der direkten Strahlungsexposition. Zusammengefaßt heißt das: Alle Gebirge, die die Schneegrenzfläche in Kaltzeiten oder Warmzeiten nur knapp anschneiden und deshalb nur einseitig vergletschert waren oder sind, weisen im allgemeinen größere Schneegrenzdifferenzen auf (vgl. Seite 189).

Für den Ulu Dagh vermuten wir die regionale Schneegrenze auf über 2300 m, eher gegen 2400 m.

#### 4.3. Strukturböden und Waldgrenze

– Pfannenstiel bespricht die rezenten Froststrukturböden auf der Hochfläche in 2400 m und ihre Beziehungen zum Karst (272).

– Wollsackartige Granitverwitterung stellen wir in fossilen Blockströmen unterhalb der Waldgrenze fest. Während der Kaltzeiten wurden einzelne Gra-

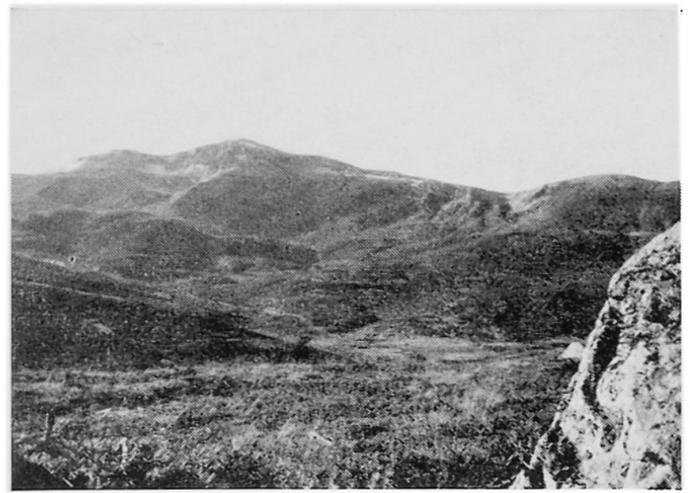


Abb. 33 Ulu Dagh bei Bursa 2543 m. Das Hauptkar zwischen den beiden höchsten Gipfeln 2543 und 2496 m öffnet sich nach NW. Endmoränen zwischen 1900 und 2000 m. (Aufnahme Mitte Juli 1964.)

nitblöcke bis in die Umgebung von Bursa solifluidal transportiert.

– Die obere Waldgrenze legten Louis und Philippson in 2030 m fest (184).

#### 4.4. Zusammenfassungen

##### 4.4.1. Résumé Ulu Dagh

– Les fonds de cirques du versant nord se trouvent sur la surface de contact entre marbre et granit.

– Les mensurations exactes des précipitations à l'Ulu Dagh montrent que toutes les évaluations faites jusqu'ici sur les précipitations dans les montagnes d'Asie Mineure étaient trop basses. Jusqu'ici: Ulu Dagh 1250–1500 mm. Nouveau: Ulu Dagh 2099 mm pour la demi-année d'hiver (environ 230 jours).

– Toutes les montagnes qui ne touchent que peu la surface de la ligne des neiges et qui de ce fait ne sont (Erciyas Dagh) ou ne furent (Ulu Dagh) recouverts de glace que sur un versant, montrent en général une plus grande différence entre les lignes des neiges de l'endroit et de l'envers.

– Nous évaluons la limite des neiges régionale würmienne de l'Ulu Dagh à plus de 2300 m, plutôt à 2400 m.

##### 4.4.2. Summary Ulu Dagh

– The cirque-floors of the northern mountain-side lie on the contact surface of marble and granite.

– The exact measuring of precipitations on Ulu Dagh show us that all evaluations of the precipita-

tions in the mountains of Asia Minor have been too low. Until now: Ulu Dagh 1250–1500 mm. New: Ulu Dagh 2099 mm in winter half-year only (about 230 days).

– All the mountains which are only touched a little by the snow-line surface and which are, therefore,

only glaciated on one side (Ulu Dagh in the past, Erciyas Dagh in the present) show, in general, a greater difference between the snow-lines of the sunny and shady sides.

– We estimate the regional Würm snow-line of Ulu Dagh at more than 2300 m, preferably at 2400 m.

## 5. Der thessalische Olymp

Zahlreich ist die Literatur über den sagenumwobenen thessalischen Olymp. Berichte von Botanikern und Geologen überliefern uns aus der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts die ersten Kenntnisse über das Gebirge. Den entscheidenden Impuls erfuhr die Forschung durch die Vermessungsarbeiten von Kurz, der 1921 die erste Karte im Maßstab 1 : 20 000 veröffentlichte (166). Nach seinem Werk, basierend auf der griechischen Triangulation, wird der höchste Gipfel Mitika (mitis = Nadel) mit 2917,9 kotiert. Interessant ist ein Vergleich dieser Höhe mit den übrigen Kulminationspunkten der Balkanhalbinsel. Im Rilagebirge erhebt sich der Musalla auf 2925,4 m und unmittelbar südlich davon der Jel Tepe im Pirin Planina auf 2920 m (243). Die Bemerkung Oberhummers ist anregend, daß man fast von einer Gipfelflur sprechen könnte, in die sich selbst der Gran Sasso Italiens mit 2914 m einreihen ließe.

### 5.1. Einige Hinweise zum Aufbau

Die Basis des Olymps besteht aus «flyschartigen» (63), wenig resistenten Talk- und Serpentin-schiefern, die nach allen Seiten ausstreichen. In Wechselagerung mit stark gepreßten Kalken sind die Kontaktstellen oberhalb Litochoron schön aufgeschlossen. In höheren Lagen folgen Kalke und Dolomite, deren Mächtigkeit auf 3000 m geschätzt wird. Die Schichten fallen im E, N, S und SW mantelförmig nach außen, nur im W werden sie vom Gebirgsabfall diskordant geschnitten (356). Beachtenswert ist die Bruchtektonik, vor allem gegen das Becken von Elasson und die schmale Küstenebene.

Durch die gesamte Literatur hindurch spielt das Thema der jungen Hebungen eine große Rolle, besonders auch im Zusammenhang mit der Frage der Vergletscherung. Tatsächlich lassen sich Verwerfungen in den Quartärablagerungen am Gebirgsfuß bei Litochoron feststellen, Cvijic hat sie eingehend besprochen. Diese bedeutenden Akkumulationsmassen führt der gleiche Autor auf eine verstärkte Erosion zurück, die durch die ägäische Senkung und

eine entsprechende Tieferlegung der Erosionsbasis ausgelöst wurde. Cvijic glaubt sogar, daß dieser Vorgang bis in die postdiluviale Zeit hineingespielt hat. Im gleichen Zusammenhang wird auch die alte Rumpffläche des Olymps immer wieder erwähnt, wie sie sich in den Hochplateaus der Bara (Abb. 34) und den abgetragenen Gipfelkuppen im SE präsentiert (Abb. 35). Ob wir allerdings mit größeren Hebungen unmittelbar vor der Würmeiszeit operieren können, wie Jaranoff (137) es tut, scheint uns fragwürdig. Seinen gleichartigen Ergebnissen aus der Sierra Nevada stimmen wir nicht zu. Wir haben dort in einer normalen Höhenlage eine ältere Vergletscherung festgestellt, und zu ähnlichen Feststellungen kommen wir auch im Olymp. Im übrigen sind die Ausmaße einer möglichen postglazialen Bewegung nicht bekannt. Selbstverständlich befinden wir uns am Rande der Aegäis in einem äußerst mobilen Raum und eine nachträgliche Verlagerung der Schneegrenzhöhen ist nicht ausgeschlossen, bis heute aber auch nicht eindeutig bestimmt.

Diese knappen Ausführungen enthalten folgende Hinweise auf die eiszeitliche Vergletscherung (Fig. 9):

– Die eingeebneten Hochflächen einer Bara (2300–2360 m) und Odas (2300–2350 m) bieten einer Vergletscherung denkbar schlechte Bedingungen.

– An den abgetragenen Gipfelkuppen im Süden können sich keine Karformen entwickeln, die Vergletscherung muß in ihrer Ausdehnung sehr beschränkt bleiben.

– Im Bereich der Hauptgipfel fällt die Südexposition ebenfalls aus. Die deutlichsten Glazialformen konnten sich nur in den tief eingeschnittenen Talungen der Nordseite, im Einzugsgebiet des Xerolakki entwickeln (Megali Kazania und Mikri Gourna).

### 5.2. Die klimatischen Verhältnisse

1963 ist auf dem Gipfel des Aghios Antonio (2817 m) (Karte Kurz: Palimnastri, 2815 m) eine sehr gut ausgerüstete meteorologische Station ganzjährig in

Betrieb genommen worden (Abb. 35). Ihre Orts- und Höhenlage wird den künftigen Untersuchungsergebnissen eine ganz besondere Bedeutung verleihen. Leider verfügen wir noch über keine genauen Meßwerte, sondern stützen uns bloß auf die ersten Erfahrungs- und Beobachtungsergebnisse von Professor Livadas. (209).

### 5.2.1. Zirkulation, Schneelage, Strahlung

Im Winterhalbjahr sind zwei Windrichtungen zu unterscheiden:

– Die Westzirkulation steuert die Depressionen durch den Mittelmeerraum und bevorzugt die Westküsten mit größeren Niederschlagsmengen. Gerade auf der Breite des Olympos tauchen albanische Küstenketten auf, und der Pindos erhebt sich zu seiner größten Höhe (2633 m), was die Kontinentalität in Thessalien verstärkt.

– Von der winterlichen asiatischen Antizyklone strömt ein NE-Wind ab, der den Hochgebirgen des Balkans beachtliche Schneemengen bringen soll. Sowohl im Durmitor Jugoslawiens wie auf dem Olympos Griechenlands wurden wir auf den trockenen, aber ausgiebigen Schneefall aus NE aufmerksam gemacht. Nach Livadas soll sich dieser Niederschlag sogar in süd- bis südwestexponierten Leehängen der Gipfelregion als reichliche Schneebedeckung abzeichnen, aber unter der intensiven Direktstrahlung rasch ausschmelzen. Langdauernde oder perennierende Schneeflecken sind nur in gut geschützten Nordhängen möglich, was wieder einmal die elementare Bedeutung der Strahlung im Ablationsgeschehen aufzeigt.

Das Sommerhalbjahr ist durch eine starke Gewittertendenz aus S und W gekennzeichnet. Die tägliche Bewölkung ist im Berührungsraum der kontinentalen und maritimen Einflußsphäre außerordentlich groß. Sie hemmt den sommerlichen Strahlungsgang, ist aber räumlich und zeitlich noch wenig erforscht.

### 5.2.2. Die Temperaturen

Der kräftige Gegensatz zwischen kontinentalem (W und SW) und maritimem (E bis NE) Klimaraum mußte sich in Kalt- und Warmzeiten auf das Gebirge auswirken. Nach Livadas sollen Temperaturgegensätze bis zu 7° zwischen kontinentalem und maritimem Gebirgsfuß auftreten. Wesentlich ist die Ergänzung, daß das gegen den Golf von Saloniki geöffnete Xerolakki mit seinem Einzugsgebiet fast die gesamte Nordseite einnimmt. Das bedeutet: Die Nordseite ist kühler und feuchter als die Südseite, was sich auch eiszeitlich auf die Vergletscherung auswirken mußte. Wir dürfen uns vom Wasserman-



Abb. 34 Der Einzugsstrichter des Dionys-Tales. Im Hintergrund links die höchsten Gipfel des Mitika (2917,9 m) und Stefani (2909 m). Nach beiden Seiten ist der Übergang in die alten Hochplateaus zu erkennen. Kalk- und Dolomitbänke: Fallen nach SSW. Glatthangbildungen in der Gipfelregion. Waldgrenze auf ca. 2000 m.

gel im Xerolakki (= Trockental) nicht täuschen lassen, er ist karst- und nicht niederschlagsbedingt. Die Höhenstufung der Temperatur wird gegenwärtig untersucht. Interessant ist bloß der Hinweis, daß die Maximaltemperaturen durch außerordentlich hohe Gradienten von über 1° C gestuft sein können. Ähnliche Erscheinungen haben wir in Anatolien und am Hohen Atlas selber festgestellt, doch müssen wir dieses Problem vorläufig offenlassen, weil uns zu wenig Meßdaten zur Verfügung stehen. Vielleicht wird diese Frage die klimatische Schnee-



Abb. 35 Die Gipfelreihe südlich der Bara. Standort: Meteorologische Station auf Aghios Antonio (2817 m). Blick auf die abgetragenen Kuppen südlich der Bara, links hinten der Gipfel Krontz (2679 Meter). Moränenfunde beweisen eine schwache Vergletscherung dieser weiten Talmulden.

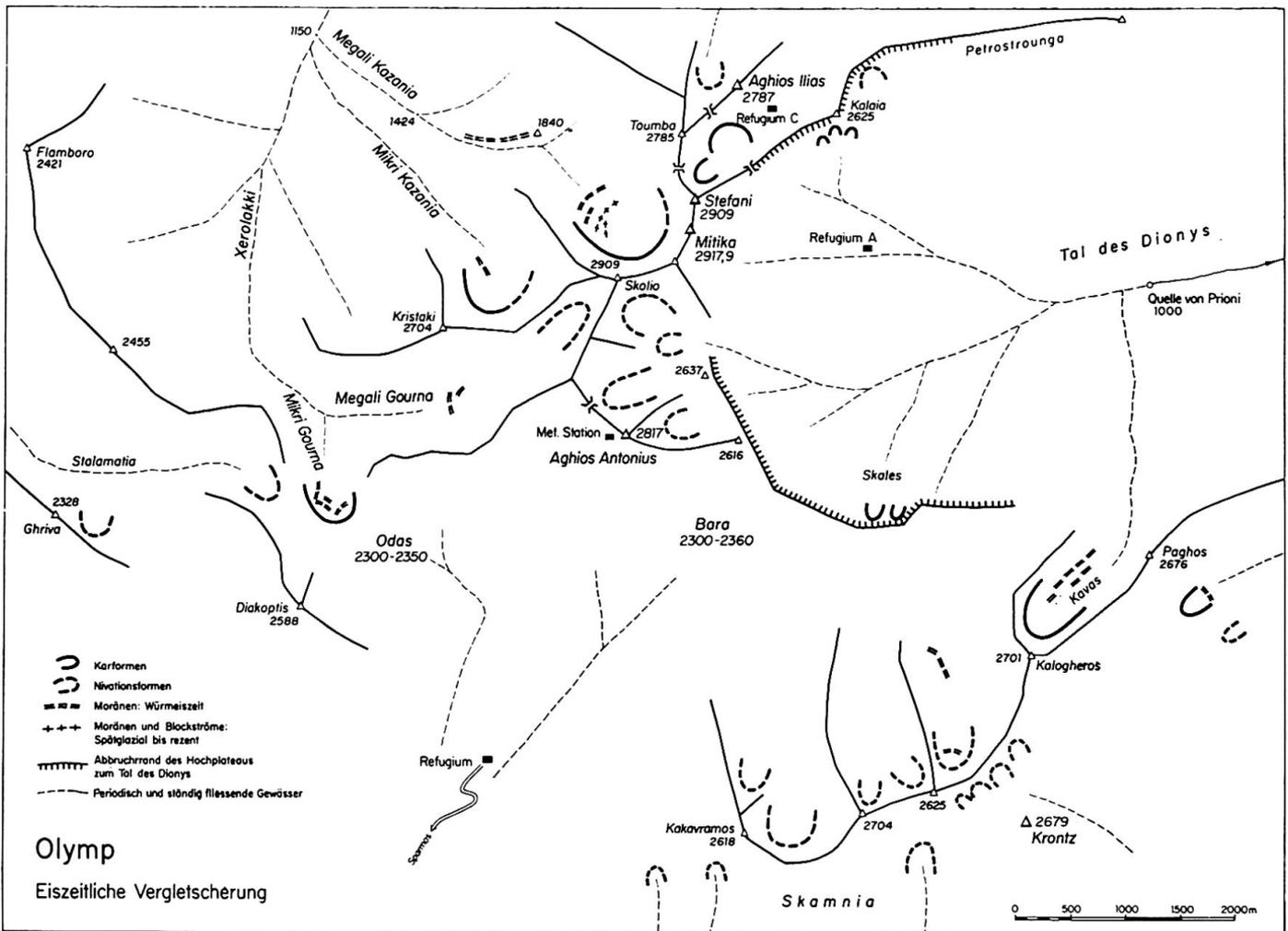


Fig. 9 Olymp. Eiszeitliche Vergletscherung

grenzberechnung im subtropischen Raum in Zukunft wesentlich beeinflussen.

2 m, obwohl die bisherigen Pluviographenwerte eher darunter blieben.

### 5.2.3. Die Niederschläge

Im kontinentalen Raum Sparmos, Elassona und Larissa werden Niederschlagsmengen bis zu 400 mm gemessen. In Litorchoron steigert sich dieser Wert im Stau des Olymps bis auf 1000 mm (209). Wiederum zeigt sich die klimatische Gegensätzlichkeit der beiden Gebirgsseiten, was übrigens auch im Wandel von Vegetation und Siedlung zum Ausdruck kommt. Die Niederschlagssteigerung mit zunehmender Höhe wird gegenwärtig untersucht. Wie in der Sierra Nevada (204) ergibt sich nach mündlicher Mitteilung von Livadas eine auffallende Stufung. Die Niederschlagsmengen nehmen bis ca. 1800 m zu, bleiben bis ca. 2300 m konstant und erfahren dann eine neue Steigerung bis zum Gipfel. Diese Erscheinung hängt zweifellos mit der Höhenschichtung zusammen, was sich künftighin ebenfalls auf die Schneegrenzbestimmung im mediterranen Raum auswirken könnte. Livadas schätzt die Niederschlagsmenge im Gipfelbereich des Olymps auf über

### 5.3. Die eiszeitliche Vergletscherung

1955/56 hat Wiche die Ergebnisse seiner morphologischen Untersuchungen im thessalischen Olymp herausgegeben (356). Wir möchten auf die Bedeutung dieser Arbeit ganz besonders hinweisen. In vielen Teilen folgen wir seinen Resultaten, beschränken uns aber auf die Ermittlung der würmeiszeitlichen Schneegrenze. Wiederholungen wollen wir vermeiden und legen deshalb die Schwerpunkte unserer Untersuchungen auf die Verfirnung der Südseite und die Vergletscherung der Nordseite, insbesondere die Formen im schwer zugänglichen Megali Kazania.

#### 5.3.1. Die einzelnen Regionen (Fig. 9)

– Gipfel und Täler im Süden und Osten der Bara (Abb. 35):  
Die Gipfel von Paghos über Krontz bis zu Kakavra-

mos zeigen eine auffallende Gleichförmigkeit. Weite Talmulden trennen die von Schutthalden überzogenen Hügelformen; wir erhalten den Eindruck einer alten Abtragungslandschaft. Zwischen P. 2618 (Kakavramos) und 2701 (Kalogheros) konnten sich nach Norden drei kleine Gletscher entwickeln. Eindeutige Moränen der letzten Eiszeit sind aber nur in der östlichsten Talung nachweisbar. Wiche interpretiert die Stelle auf 2300 m als eine ausgeaperte Ufermoräne und schließt daraus auf eine lokale Schneegrenze von 2350 m. Im Talkessel von Kavos sind glaziale Deponien durch jüngere Schuttbewegungen umgelagert worden. Wir haben diesen tiefen Einschnitt als Karform bezeichnet, doch handelt es sich zweifellos um eine tektonisch bestimmte präglaziale Anlage. Das eiszeitliche Gletscherende kann nicht mehr rekonstruiert werden, da sich das Material im Steilhang verliert. Daß sich im Kavos ein kleiner aber kräftiger Gletscher entwickeln konnte, ist auf die übermäßige lokalorographische und -klimatische Begünstigung zurückzuführen.

Auch südlich der Gipfelinie sind glaziale Formen anzutreffen. Südöstlich des Paghos-Gipfels findet sich ein schönes Kar mit zahlreichen Moränenwällen. In reiner Südexposition dagegen konnten sich bloß noch Nivationsmulden ausbilden, die immerhin auf eine ausgedehnte Verfirnung hinweisen. Dieses Problem wollen wir im folgenden eingehender besprechen.

– Die eiszeitliche Verfirnung der Südseite (Abb. 36, 37):

Vom Refugium auf 1800–1900 m, das auf einem Bergsträßchen von Sparmos her erreicht werden kann, haben wir bis zum Gipfel des Aghios Antonio die folgenden Oberflächenformen nach Höhenstufen typisiert:

*Unterhalb 1800 m* beginnt eine gut geschichtete Konglomeratdecke, die eine harte Verkittung zeigt und kleinere Komponenten mit teilweiser Bearbeitung enthält.

*1800–2300 m:* Kopfgroße und kantenbestoßene Blöcke bedecken die Oberfläche (Abb. 36). Dazwischen liegen kleinere, weniger bearbeitete oder splittrige Stücke. An einigen Stellen ist das gleiche Material in ungeordneter und lockerer Verbackung aufgeschlossen. In dieser gleichen Höhenstufe treten die ersten Solifluktionserscheinungen auf. Selten und undeutlich auf 1900 m, als schöne Girlandenböden, Steinstreifen und Steinringe auf 2300 m.

*2300–2600 m:* Die gerundeten und kantenbestoßenen Komponenten werden immer seltener, verkittete Horizonte sind nicht mehr anzutreffen, der anstehende Fels liegt unter geringer Bedeckung. Die Solifluktionsformen sind reich entwickelt, werden aber mit zunehmender Steilheit durch Schuttrinnen abgelöst (Abb. 37).

*2600–2800 m:* Wir betreten die eigentliche Frost-



Abb. 36 Südseite Aghios Antonio. Standort ca. 2100 oberhalb Refugium. Blick zur meteorologischen Station auf dem höchsten Punkt (Abb. 35). Im Vordergrund kantenbestoßene, bis kopfgroße Blöcke. Diese Ablagerungsform ist weder eine eindeutige Moräne, noch ein reines Solifluktionsmaterial. Die Häufung zwischen 1900 und 2300 m weist auf den Schmelzbereich einer zeitweiligen Firndecke hin.

schuttstufe, die Vegetation wird spärlicher. Schuttungen und Schuttrinnen kennzeichnen die flächenhafte Abtragung. In Gipfelnähe tritt der anstehende Fels an die Oberfläche.

*Interpretation:* Eine Vergletscherung hat nicht existiert, richtige glaziale Erosions- und Akkumulationsformen fehlen. Wir fragen uns aber, ob die beschriebene Materialfolge allein mit solifluidalem Transport erklärt werden kann, vor allem die auffällige Materialhäufung und -rundung zwischen 1800–2300 m. Die eiszeitliche Solifluktionsbewegung ging viel tiefer (fossile Schuttungen im Xerolakki auf 1200 m), und die aktuelle Solifluktion entwickelt kaum eine so beachtliche Transportkraft. Überdies deutet die Zementierung des oberflächlichen Materials eher auf die letzte Kaltzeit hin.

Eine zeitweise Verfirnung bis auf die Höhenstufe 1800–2300 m könnte uns interessante Erklärungsmöglichkeiten bieten. Schwache Transportleistungen wären möglich, weil das Material ja höchstens auf der Bodenoberfläche bewegt oder gerollt werden konnte. (Keine Felswände, kein Sturzmaterial.) Auf diese Weise ergäbe sich von oben nach unten eine zunehmende Abrundung, verstärkt durch Lösungserscheinungen und schließlich eine auffallende Häufung zwischen 1800 und 2300 m.

In dieser Zone hätte sich wohl die eiszeitliche Schnee- und Firndecke immer wieder aufgelöst. Aus diesem Bereich flossen auch größere Schmelzwassermengen ab, so daß unterhalb 1800 m ein kom-

pakteres und geschichtetes Konglomerat entstehen konnte. Selbstverständlich entwickelten sich in höheren Lagen bei periodischer Aufschmelzung solifluidale Bewegungsvorgänge, Materialver kittungen und möglicherweise auch Lösungsvorgänge am Kalk.

Im übrigen weisen wir auf die starken Verkittungen der Moränen hin, die Wiche mehrmals erwähnt, und die uns im Megali Kazania ganz besondere Probleme stellten.

#### – Gourna-Täler:

Das Megali Gourna zeigt eine glaziale Überformung, doch hat es keinen bedeutenden Gletscher entwickelt. Die Exposition ist ungünstig, die glazialen Ablagerungen sind spärlich. Die Blockanhäufung auf 2380 m hat Wiche als Endmoräne bezeichnet und daraus eine lokale Schneegrenze von 2700 m abgeleitet. Deutlicher sind die glazialen Deponien im Mikri Gourna. Moränenwälle liegen zwischen 2200 und 2400 m am Fuße der hohen Karwände. Ob sich im Schutz der westlichen Steilwand sogar ein spätglazialer Eisfleck bilden konnte, wagen wir nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Der auffällige Unterschied zwischen Megali- und Mikri-Gourna ist lokalklimatisch und -orographisch bedingt. Das Megali Gourna ist gegen W geöffnet, an den Luvhängen des Skolio blieb nur wenig Schnee liegen, währenddem das tief eingeschnittene Mikri-Gourna für eine Schneeanreicherung viel günstiger war. An der Gegenüberstellung dieser beiden Täler erkennen wir wieder einmal, daß für die Gletscherbildung nicht allein die Höhenlage und die Oberflächenausmaße, sondern vielmehr die lokalklimatischen und -morphologischen Bedingungen entscheidend sind.

#### – Das Einzugsgebiet des Dionys-Tales:

Eindrücklich ist die Karform zwischen dem Aghios Ilias (Berg Elia) und dem Stefani (Thron der Götter). Die primär tektonische Anlage und spätere fluviale Ausgestaltung ist durch eine deutliche glaziale Erosion überformt. Moränen sind aber keine mehr erhalten. Sie fehlen ebenfalls in den Karnischen nördlich und südlich des Kalaia (2625 m) und in den Nivationsmulden zwischen Skolio und P.2616. Im Abbruchrand zum Dionys-Tal haben mehrere kleine Gletscher existiert, das Kavos haben wir bereits erwähnt. Eine geschlossene Eismasse konnte sich aber nicht entwickeln, umso mehr, als die Hochfläche der Bara nicht vergletschert, höchstens verfirnt war. Interessant ist der Vergleich von drei Kleinkaren in Südexposition auf ca. 2550 m (südlich Kalaia) mit den deutlicheren Karformen in Nordostexposition auf ca. 2250 m (Skales). Setzen wir die Karböden der Schneegrenze gleich, so ergibt sich unter ähnlichen Entstehungsbedingungen eine

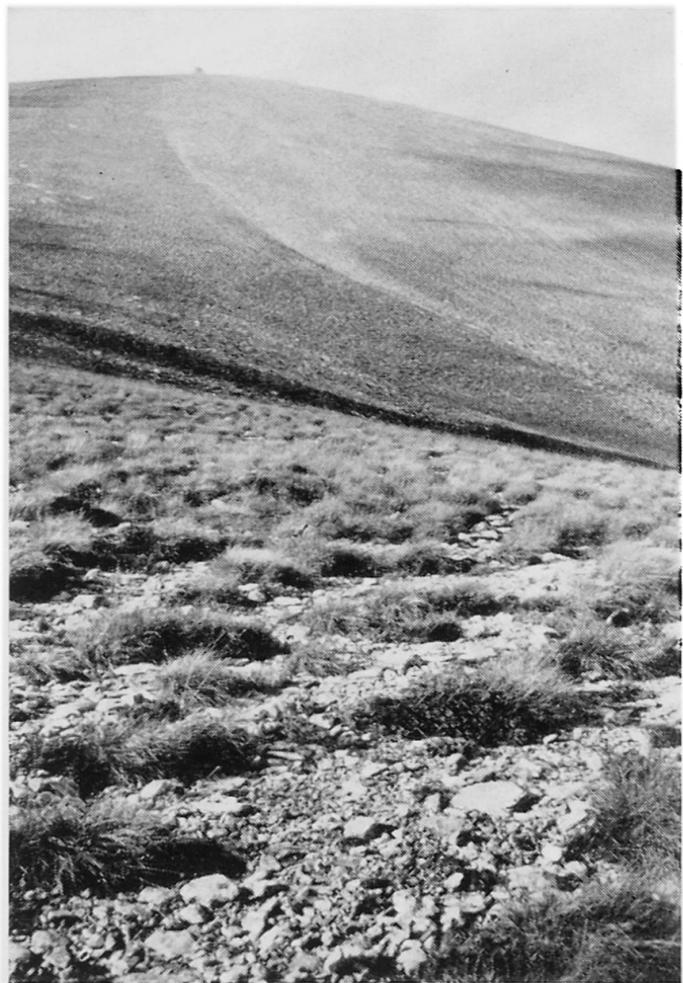


Abb. 37 Südseite Aghios Antonio. Fuß des Gipfelaufbaus, Höhe ca. 2450–2500 m, in den Wolken auf dem höchsten Punkt die meteorologische Station. Im Vordergrund Solifluktionsböden, mit zunehmender Steilheit in Schuttrinnen und Schuttzungen übergehend. Größere und bearbeitete Komponenten treten erst 300 m weiter unten auf.

Differenz zwischen Schatt- und Sonnseite von ca. 300 m, im Mittel 2400 m.

#### – Mikri Kazania:

Über 300 m hohe Steilabstürze kennzeichnen die Westseite des Mikri Kazania, an die sich die eiszeitliche Vergletscherung anlehnte. Die Endlage können wir nicht mehr rekonstruieren, weil der Gletscher den Steilabfall bei ca. 1900 m erreicht, überflossen und keinen Haltepunkt mehr gefunden hat. Einzig auf 2200–2300 m sind einige Wallformen erhalten, die wir einer Rückzugszeit zuordnen. Auch hier fällt eine Konglomeratdecke auf, die im Gefällsknick seitlich des Karausgangs ansetzt und talwärts an Mächtigkeit ständig zunimmt. Bearbeitete Komponenten in höchsten Bereichen weisen darauf hin, daß Moränenrelikte darin erhalten sein können und daß die Zementierung während und unmittelbar nach der letzten Kaltzeit zustandekam,

im Zusammenhang mit intensiverer Hangsolifluktion und größerer Bodenfeuchtigkeit.

– Megali Kazania (Abb. 38, 39, 40):

Es ist das größte und tiefste Kar des Olymps, eingerahmt von den höchsten Gipfeln des Mitika, Stefani und Skolio. Steilabstürze von über 500 m geben diesem Talkessel ein imposantes Gepräge (Abb. 38). Zahlreiche Erosions- und Akkumulationsformen beweisen die Gletscherbildungen in diesem Gunst-  
raum.

Das jüngste und höchste Wallsystem befindet sich auf ca. 2200 m (Abb. 39). Es setzt sich aus grobblockigem Sturzmaterial zusammen, das über kurze Distanzen transportiert und zu mehreren Wallformen zusammengeschoben worden ist. Vor allem die westliche Talseite ist von Blockmassen dicht belegt, währenddem die Talmitte durch wechselweise Schmelzwassererosion und -akkumulation ausgeräumt und überschüttet worden ist. Die frischen Blockwälle können wir keinesfalls einem würmeiszeitlichen Rückzugsstadium zuordnen, vielmehr muß es sich um spätglaziale Bildungen handeln, die sehr wahrscheinlich in den geschichtlichen Hochständen blockstromartige Umlagerungen erfahren haben. Heute sind diese Massen stabilisiert, wie die stirnseitigen Böschungswinkel von 33–34° und die ersten Vegetationsansätze beweisen (Abb. 39).

Ein mittleres Wallsystem ist stark zerstört, einzelne Relikte sind bloß auf der linken Talseite erhalten (Abb. 38).

Ein vorderster und stark bewachsener Wall schließt den Karboden auf ca. 2100 m ab. Der Altersunterschied zu den jüngsten Wallformen ist auffallend. Hier haben wir es zweifellos mit einem würmeiszeitlichen Rückzugsstadium zu tun, dessen letzte Akkumulationen auf der vordersten Kante des Karbodens gerade noch erhalten geblieben sind.

Ein solcher Reichtum an eindeutig glazialen Ablagerungen ist für olympische Verhältnisse einmalig. Es kann uns nicht erstaunen, daß aus diesem geschlossenen Karraum heraus ein schwer befrachteter Talgletscher abfloß, der sich in mächtige Seiten- und Endmoränen auflösen mußte. Tatsächlich wurde am Felskopf P. 1840 (166) die Eismasse nach links abgelenkt, und hier begann die Ablagerung der großen rechten Seitenmoräne (Abb. 40). Das Ende müssen wir auf ca. 1500 m annehmen, jedenfalls oberhalb der markanten Talverzweigung, die auf der Kurz-Karte mit 1424 m (166) angegeben ist. Der gesamte Wall ist ca. 80 m hoch, wobei wir die obersten 30–40 m der Würmeiszeit zuordnen. Auf der höchsten Krete in ca. 1780 m Höhe haben wir eine morphometrische Auszählung vorgenommen und einen Mittelwert von 0,097 erhalten (16). Dieses Ergebnis, wie auch die Gruppenverteilung der einzelnen Komponenten, weist auf den Moränencharakter hin. (0–50: 18. 51–100: 43. 101–150: 21.

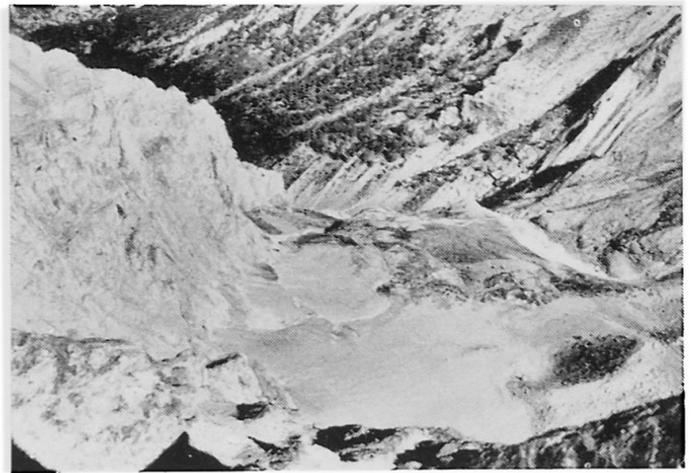


Abb. 38 Tiefblick vom Skolio in das Megali Kazania. Steilabsturz über 500 m. Am rechten Bildrand frische Blockwälle. Links vorgestaffelt die Reste eines zerstörten und überschütteten Wallsystems. Im obersten Vegetationsbereich die Ablagerungsformen des zurückgehenden Würmgletschers. Im Tallauf zahlreiche Rundbuckel. Rechts oberhalb der beginnenden Kerbtalung, von Wald bestanden, die große Seiten- und Endmoräne. (Abb. 40).

151–200: 13. 201–250: 2. 250–300: 2. 350–400: 1.) Ein rein fluviatiler oder solifluidaler Transport ist durch diesen Zurundungsstand ausgeschlossen. 30–40 m unterhalb der Krete setzen die Konglomeratbänke ein. Das Material ist zeitweise grob geschichtet, enthält gerundete und unbearbeitete Komponenten, kleinste Stücke liegen neben 15–30 m<sup>3</sup> großen Blöcken. Es ist denkbar, daß es sich bei den untersten, hart verkitteten Schichten um Ablagerungen einer älteren Kaltzeit handelt. Im Talstrich wurden sie wegerodiert, seitlich aber von würmeiszeitlichen Deponien überlagert.



Abb. 39 Megali Kazania. Jüngere Moränenwälle auf ca. 2200 m. Spätglaziale Entstehung, in rezenten Hochständen blockstromartig bewegt. Heute stabilisiert, auf der Stirnseite erste Vegetationsansätze.

Talabwärts werden die Akkumulationsmassen immer mächtiger und besser geschichtet, die Komponenten immer stärker bearbeitet und härter verkitet. Die Großblöcke bleiben zurück, der glaziale Einfluß hört endgültig auf. Vor der Einmündung ins Xerolakki sind die Konglomeratbänke so einheitlich und kompakt, daß sich darin zahlreiche Höhlen gebildet haben. Wir haben uns gefragt, ob wohl in diesem Raum nicht ein älteres Quartär nachgewiesen werden könnte, wie es bei Litochoron versucht wurde. Viele Probleme müssen wir offen lassen.

Die lokale Schneegrenze bestimmen wir nach der Höferschen Methode aus dem Mittel zwischen 1500 und 2900 m mit ca. 2200 m.

### 5.3.2. Die regionale Schneegrenze

Die Bestimmung einer letzteiszeitlichen Schneegrenze ist im Olympmassiv nicht in allen Expositionen möglich, obschon der Gipfelbereich die Schneegrenze ganz bedeutend überragte. Die Hochplateaus und die monotonen Südhänge waren nicht vergletschert, sondern verfirnt. Abgesehen von einigen kleinen Karbildungen auf der Südseite (Abbruchrand des Hochplateaus) treten bedeutende Glazialformen nur in strahlungsgeschützter Nord- und maritim exponierter Ostauslage auf. Dort, wo sich diese beiden Vorteile vereinigten, wie im oberen Einzugsgebiet des Xerolakki (Megali Kazania), bildeten sich die größten Eismassen und die besterhaltenen Moränen. Die großen Unterschiede in den lokalen Schneegrenzhöhen machen die Ermittlung einer regionalen Schneegrenze äußerst problematisch. Die nordseitigen Lokalwerte schwanken zwischen 2200 (Megali Kazania) und 2300 m (Mikri Gourna und Skales), die süd- und westseitigen ergeben 2550 m (südlicher Kalaia) bis 2700 m (Megali Gourna). Die Differenz zwischen günstigster und ungünstigster Exposition beträgt 300–500 m, was unsere Erfahrungswerte aus Kleinasien bestätigt.

Interessant ist der Lokalwert aus dem Gipfelraum südlich der Bara, der eine nordseitige Schneegrenze von 2350 m ergibt und damit die orographisch ungünstige Situation aufzeigt. Die entsprechende lokale Schneegrenze auf der Südseite der abgetragenen Gipfelkuppen müssen wir auf mindestens 2700 m ansetzen. Jedenfalls so, daß die 100–200 m über die mittlere Schneegrenzfläche aufragenden Kuppen auf ihren ausgeglichenen und offenen Südhängen nicht mehr vergletschert werden konnten.

Wie hoch die regionale Schneegrenze mit 2350 m an und stützt sich dabei weitgehend auf die ausgeaperte Ufermoräne südlich der Bara. Die Bestimmung ist sicher richtig, entspricht aber nur einem lokalen Talwert, keinesfalls einem Mittelwert. Louis hat 1933 auf Grund von Karten und Bildern vom



Abb. 40 Blick auf die große Seitenmoräne im Megali Kazania. Sie setzt am rechten Bildrand auf ca. 1800 m ein und endet auf ca. 1500 m. Die oberen 30–40 m wurden durch den Würmgletscher abgelagert, die am Fuß austretenden verfestigten Horizonte ordnen wir einer älteren Kaltzeit zu.

Megali und Mikri Kazania die regionale Schneegrenze auf 2300 m festgelegt (zit. nach 356, S. 35). Dieser Wert ist zu sehr auf die nordseitig maritime Exposition ausgerichtet und berücksichtigt den südwestlich kontinentalen Gebirgsanteil zu wenig. Zusammengefaßt legen wir die regionale Schneegrenze der Würmeiszeit auf mindestens 2400 m fest. Mit dieser Höhenlage haben wir Gewähr, daß die Gunstlage des Megali Kazania nicht übermäßig betont und die unvergletscherte Südseite sinnvoll berücksichtigt ist.

### 5.4. Die eiszeitliche Schneegrenze Griechenlands und das Problem der Aegäis

Wir werden in der regionalen Besprechung der Schneegrenzen auf die bisher bekannten aber problematischen Angaben aus den griechischen Gebirgen zurückkommen. Wir wollen nur zu bedenken geben, daß der von Klebelsberg 1932 untersuchte 2319 m hohe Tymphrestos (südlichster Ausläufer des Pindos) keine Vergletscherung erfahren hat. Wenn dort die Schneegrenze in günstigerer Westlage bereits so hoch lag, konnte sie im kontinentalen Klimaraum des Olymps niemals unter 2400 m liegen. Im übrigen werden die älteren Angaben aus dem Peloponnes und Pindos neu zu überprüfen sein. Wir zweifeln sehr, ob es sich wirklich um regional gültige Mittelwerte handelt, die in einen großräumigen Vergleich eingeordnet werden können.

Es scheint uns fraglich, ob wir aus dem sehr raschen Anstieg der würmzeitlichen Schneegrenzfläche über Griechenland von West nach Ost auf einen ägäischen Kontinent schließen dürfen, wie Maull es tut (196). Die Kontinentalität des östlichen Griechenlands beweist noch keinen ägäischen Kontinent. Erstens zeigen sämtliche bedeutenden Glazialformen des Olymps mit ihrer Nord- und Ostexposition an, daß sie auf das feuchtere und maritim gemilderte Klima ausgerichtet waren. Zweitens müßte eine trockengelegte Aegäis zu einem weiteren Schneegrenzanstieg bis in die Westtürkei führen, was durch die dortigen Ergebnisse eindeutig widerlegt wird. Wenn auch zahlreiche Inseln durch den würmzeitlichen Tiefstand des Meeresspiegels an das Festland angeschlossen wurden, z. B. Thasos, Samothraki, Limnos, Chios, Samos usw., so können wir doch nach dem Verhalten der Schneegrenzen keinesfalls von einer trockengelegten Aegäis sprechen.

Aber auch die Auffassung von Négris, der einen Einbruch des ägäischen Kontinents um 700 m nach der Rißeiszeit annimmt, scheint uns sehr fraglich. Wenn die glazialmorphologischen Befunde am Olymp in zukünftigen Untersuchungen ganz eindeutig für eine Rißvereisung sprechen, hätte das Gebirge seit dieser Zeit keine wesentlichen Höhenverstellungen mehr erfahren. Immerhin wollen wir auf die neueren paläontologischen Untersuchungen in der Aegäis hinweisen, die Pfannenstiel folgendermaßen zusammenfaßt (273, S. 26): «Der tektonische Zusammenbruch der Aegäis muß nach den paläontologischen Befunden im Mittel- bis Jungpleistozän erfolgt und beendet worden sein, nachdem wohl die ersten Einbrüche schon im Altquartär begonnen haben.»

Wenn auch der prähistorische Mensch die Insel Mykonos (Kykladen) trockenen Fußes erreichte, Kreta und Cypern im Pleistozän noch Landverbindungen hatten (*Elephas antiquus*, *Hippopotamus* usw.) und Kithira sich sehr wahrscheinlich erst Post-Riß vom Festland trennte (273, 56, 57, 121 usw.), so bedeuten diese Ergebnisse noch keinen Widerspruch zu unseren glazial- und klimamorphologischen Resultaten. Riß- und Würmeiszeit zeigen am Olymp bereits einen kräftigen maritimen Einfluß von der Aegäis her, was infolge der tiefen Einbruchszone zwischen den nördlichen Sporaden und dem verlandeten Golf von Saloniki zeitlich und räumlich ohne weiteres möglich sein konnte.

Zusammengefaßt: Soweit wir aus den Gebirgsvergletscherungen im östlichen Griechenland und westlichen Kleinasien schließen können, mußte ein großer Teil der Aegäis schon vor der Rißeiszeit, ganz sicher aber vor der Würmeiszeit überflutet worden sein, auch wenn zahlreiche Landverbindungen aus tektonischen oder eustatischen Gründen noch intakt geblieben sind.

## 5.5. Zusammenfassungen

### 5.5.1. *Résumé Olympe*

—La structure de l'Olympe nous donne de précieuses indications concernant l'extension possible de la glaciation; nous comprenons surtout la concentration des formes glaciaires les plus importantes dans les vallées profondément encaissées du versant nord (Megali Kazania).

— Les premiers résultats d'une nouvelle station de recherches météorologiques confirment les contrastes entre le versant maritime et continental. Le climat en altitude est étudié, des indications intéressantes concernant l'échelonnage des précipitations et des températures dans les différents niveaux sont déjà données.

— En exposition méridionale, nous ne trouvons pas de cirques et de moraines (à l'exception des petits cirques au sud de Kalaia), en exposition occidentale, ils ne sont que très rares; en exposition orientale maritime, ils sont plus prononcés, et sont enfin le plus nettement conservés au début des vallées se trouvant au nord de la zone des sommets. Les lignes des neiges locales varient extraordinairement. L'altitude et l'étendue de la surface ne sont pas décisives, ce sont les conditions locales morphologiques et climatiques.

— Dans le Megali Kazania, des remparts de blocs tardiglaciaires sont conservés, transformés en sortes de glaciers de pierre lors des nouvelles phases d'extension récentes. Une imposante moraine latérale würmienne commence à 1800 m et se termine à 1500 m. Nous attribuons les horizons plus bas à une époque glaciaire plus ancienne.

— Les lignes des neiges locales varient 300–500 m. La ligne des neiges régionales se trouve au moins à 2400 m.

— Ce résultat peut être très bien comparé avec les lignes des neiges vraiment déterminées de Grèce (p. ex. Tymphrestos 2319 m, contrefort le plus méridional du Pinde, qui n'a pas de glaciation en situation occidentale plus favorable). L'ensemble des résultats obtenus en morphologie glaciaire du côté occidental et oriental de la mer Egée ne permet pas de conclure à de grands mouvements tectoniques des plus hautes montagnes depuis l'époque Würm, probablement même depuis l'époque Riss, à part plusieurs déplacements mineurs locaux.

### 5.5.2. *Summary Olympus*

— Cirques and moraines may not be found in southern exposure (except the little cirques south of Kalaia), only very rarely in western exposure; they are more distinct on the maritime eastern side and most clearly preserved in the beginnings of the valleys north of the summit area.

— In Megali Kazania late-glacial block ramparts are

preserved, which were transformed into sorts of block-streams during the recent extension phases. An important side moraine of the Würm-age begins at 1800 m and ends at 1500 m. We attribute the deeper horizons to an earlier glacial period.

– The local snow-lines vary 300–500 m between sunny and shady sides, between spheres of maritime and continental influence. The regional snow-line lies at least at 2400 m.

## 6. Sierra Nevada (Andalusien)

### 6.1. Zusammenfassung der glazialmorphologischen Ergebnisse nach 204:

– Die rezente Schneegrenze lag nach den Reisebeschreibungen bereits im letzten Jahrhundert über den höchsten Gipfeln. (Mulhacen 3478 m). Durch den weiteren Anstieg seit 1850 und die Höhenlage der positiven mittleren Sommertemperaturen schätzen wir die heutige Schneegrenze auf mindestens 3600–3700 m.

– Der Anstieg seit den rezenten Hochständen zeigt sich beim «südlichsten Gletscher Europas» im Corral de Veleta. Im letzten und anfangs dieses Jahrhunderts ist an der Oberfläche blankes Eis beobachtet worden, heute ist es nur mehr ein Firnfleck. Mindestens 600 m unter der regionalen Schneegrenze gelegen, in morphologischer und klimatischer Gunstlage, bildete der kleine Wandfußgletscher die Sensation der Sierra Nevada.

– Eine spätglaziale Vereisung ist deutlich ausgeprägt. Die Schneegrenze verlief auf der N- und S-Seite zwischen 2800 und 2900, in den einzelnen Talungen je nach Relief und Exposition von 2700 bis 3000 m schwankend. Sie stieg vom Mulhacen nach E langsam an und endete beim Cerro Pelado.

– In der Würmeiszeit stießen die Talgletscher auf 2000–1450 m hinunter, die größeren 6–9,5 km lang. Die Schneegrenze befand sich im Mittel auf der Nordseite in 2300 m (Ostexposition 2200, Westexposition 2400 m) und auf der Südseite in 2400 m (Ostexposition 2300, Westexposition 2500 m). Die letzteiszeitliche Schneegrenzdepression beträgt mindestens 1300 m.

– Die Ablagerungen der Ribvereisung, durchschnittlich 4 km vom Würmende entfernt, lassen keinen Zweifel an einer vorletzten Eiszeit. Die Talgletscher waren 9–13 km lang und lagen auf der Nordseite mit ihrer Stirn bei ca. 1100 m, doch läßt sich eine genaue Endlage nicht rekonstruieren. Die Bestimmung einer Schneegrenze ist sehr problematisch; sie lag schätzungsweise 200 m tiefer als in der Würmeiszeit.

– This result accords with the confirmed snow-lines of Greece (e. g. Tymphrestos, 2319 m, most southern spur of Pindos, not glaciated in the more favorable western exposure). The actual results of glacial morphology to the west and to the east of the Aegean Sea permit no conclusions concerning great tectonic movements in the higher mountains since Würm glaciation, probably even since Riss glaciation, apart from possible minor local displacements.

– Ob dem quartären Alhambrakonglomerat die Funktion eines Deckenschotter und damit ein Zusammenhang mit noch älteren Kaltzeiten zugeschrieben werden kann, ist noch nicht abgeklärt.

### 6.2. Sierra Nevada (Andalousie)

Résumé des résultats de morphologie glaciaire extraits de: Messerli B.: Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien). Ed. Juris, Zurich 1965.

– D'après d'anciens récits de voyage, la ligne des neiges récente se trouvait déjà au siècle dernier au-dessus des plus hauts sommets (Mulhacen 3478 m). Vu l'élévation poursuivie depuis 1850 et l'altitude des températures positives moyennes d'été, nous estimons la ligne des neiges actuelle être d'au moins 3600–3700 m.

– Cette élévation depuis les maximums récents se reflète dans le «glacier le plus méridional d'Europe» dans le Corral de Veleta. Au siècle dernier et au début du nôtre, l'on y a observé de la glace ferme, aujourd'hui il ne s'agit plus que d'une tache de névé. Se trouvant au moins à 600 m au-dessous de la ligne des neiges régionales, en situation morphologique et climatique spécialement favorable, le petit glacier au pied de la paroi était la sensation de la Sierra Nevada.

– Une glaciation tardiglaciaire est nettement attestée. La ligne des neiges se trouvait entre 2800 et 2900 m sur les versants nord et sud, et variait de 2700–3000 m dans les différentes vallées suivant le relief et l'exposition. Elle s'élevait lentement à partir du Mulhacen vers l'est et se terminait au Cerro Pelado.

– Pendant l'époque glaciaire Würm, les glaciers de vallée descendirent jusqu'à 1450–2000 m, les plus longs étant de 6–9,5 km. La ligne des neiges se trouvait en moyenne à 2300 m sur le versant nord (exposition orientale 2200, occidentale 2400 m) et à

2400 m sur le versant sud (exposition orientale 2300, occidentale 2500 m). La dépression de la ligne des neiges de la dernière époque glaciaire est d'au moins 1300 m.

– Les dépôts de la glaciation Riss, éloignés de 4 km en moyenne des moraines terminales Würm ne laissent plus aucun doute sur une avant-dernière époque glaciaire. Les glaciers de vallée atteignaient 9–13 km et leur front se trouvait à environ 1100 m sur le versant nord; il n'est pourtant pas possible de reconstruire leur situation terminale exacte. La détermination d'une ligne des neiges pose de grands problèmes; nous la voyons à environ 200 m au-dessous de celle de la glaciation Würm.

– Il n'a pas encore été déterminé que le conglomérat quaternaire de l'Alhambra puisse, en tant que dépôt fluvial, avoir été éventuellement en rapport avec de plus anciennes époques froides.

### 6.3. Summary Sierra Nevada (Andalusia)

– Summary of the results of glacial morphology in: Messerli B.: Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien). Ed. Juris, Zurich 1965.

– According to books of travels the recent snow-line was already situated in the last century above the highest peaks (Mulhacen 3478). As it has continued to rise since 1850 and according to the altitude of middle positive summer temperatures we estimate the snow-line of today at least at 3600–3700 m.

– This rising since the recent maximums shows itself in the «most southern glacier of Europe» in the

Corral Veleta. In the last century and at the beginning of ours, tough ice was observed there; today it is merely a firn dot. Lying at least 600 m beneath the regional snow-line in a situation favoured by morphology and climate, the little glacier at the bottom of a head-wall was the sensation of Sierra Nevada.

– A late-glacial glaciation is clearly marked. The snow-line lay between 2800 and 2900 m on the northern and southern mountain-side, varied between 2700 and 3000 m in the different valleys following the different landforms and exposures. It rose slowly from Mulhacen eastward and ended at the Cerro Pelado.

– During Würm glaciation the valley glaciers went down as far as 1450 to 2000 m, the bigger ones being 6–9,5 km long. The snow-line was on the average at 2300 on the northern side (eastern exposure 2200, western 2400 m) and at 2400 m on the southern side (eastern exposure 2300, western 2500 m). The depression of the snow-line of the last ice age is at least 1300 m.

– The depositions of Riss glaciation which are on the average at a distance of 4 km from Würm end moraines leave no doubt about this ice-age. The valley glaciers were 9 to 13 km long and lay on the northern side with their face at about 1100 m, but an exact end position cannot be reconstructed. The determining of a snow-line is very problematic; we have found it to be about 200 m lower than in the Würm glaciation.

– Whether the quaternary Alhambra conglomerate could, as a fluvial deposition, have some connection with even older cold periods has not yet been clarified.

## 7. Libanon und Hermon

### 7.1. Zusammenfassung der glazialmorphologischen Ergebnisse nach 207:

– Die drei Gipfelräume des Qornet es Saouda (3088 m, Hochlibanon), Tallat Moussa (2616 m, nördlicher Antilibanon) und Hermon (2814 m, südlicher Antilibanon) zeigen eine übereinstimmende, strukturbedingte asymmetrische Form, indem sie von W her langsam ansteigen und nach E steil abfallen. Unzertalte windexponierte Hochplateaus im Gipfelniveau bieten für eine eiszeitliche Vergletscherung denkbar schlechte orographische Bedingungen. Karsterscheinungen als rezente und vor allem fossile Formen haben für eine glazialmorphologische Untersuchung einen wesentlichen Aussagewert.

– Aus den Niederschlagsmengen und ihrer Jahres-

verteilung schließen wir auf einen mutmaßlichen Schneefall von 1300 mm in den Gipfelregionen des Hochlibanons und Hermons. Die perennierenden Schneeflecken zeigen eine strenge Abhängigkeit von den geringsten Niederschlagsschwankungen und sind als Anzeiger für eine nahe Schneegrenze nicht brauchbar.

– Die rezente Oberflächenformung ist im differenzierten Verwitterungsprozeß, in Talasymmetrien, Bodenbildungen, Karsterscheinungen usw. zu erkennen. Die perennierenden Schneeflecken sind ein wesentlicher Faktor in der heutigen Oberflächenformung (Karst, Lokalklima usw.). Sie liegen aber noch weit unter der rezenten Schneegrenze, die wir auf mindestens 3700 m vermuten.

– Im Hochlibanon lassen sich drei Zonen mit glazia-

len Bildungen ausscheiden, am klarsten in den SE-Hängen des Hochplateaus, bescheidener in der W-Exposition und als schwacher Ansatz im steilen Nordabfall. Die tiefsten Moränen liegen auf 2500 m. Am Hermon sind zwei Moränensysteme erhalten, wobei wir eine südseitige Stirnmoräne in ca. 2500 m als die schönste Glazialform im gesamten libanesischen Gebirgsraum bezeichnen. Im Antilibanon war auch die höchste Gipfelregion unvergletschert. Die würmeiszeitliche Schneegrenze bestimmen wir im Hochlibanon und Hermon mit 2700 m. Die Bedeutung der Luv- und Leelage haben wir diskutiert und kommen für die subtropischen Breiten zum Schluß, daß die einer ausgesprochen dominanten Windrichtung ausgesetzten Hang- oder Plateauflächen weit über der Schneegrenze gletscherfrei bleiben, währenddem die vorkommenden südseitigen Gletscher trotz allen nur möglichen Gunstfaktoren im mindesten die notwendigen klimatischen Bedingungen einer Schneegrenze verlangen, um bei der gegebenen Strahlungsintensität überhaupt existieren zu können.

– Spuren einer älteren Vereisung mit einer noch tieferen Schneegrenze konnten aufgefunden werden; dieses Ergebnis ist aber noch nicht gesichert.

– Die eiszeitliche und rezente Schneegrenze steigt vom Taurus zum Libanon und weiter zum Sinai kontinuierlich an. Die rezente Strukturbodengrenze zeigt dagegen vom Taurus zum Libanon eine Depression, die orographisch, klimatisch und anthropogen zu begründen ist. Tiefe Strukturbodenvorkommen am maritimen Libanonhang (1800 m) und auf der kontinentalen Seite des Antilibanons (2000 m) weisen auf unterschiedliche Entstehungsbedingungen hin. Die Strukturbodengrenze läßt sich nicht mit der Schneegrenze parallelisieren und Schneegrenzdepressionen können nicht Strukturbodendepressionen gleichgesetzt werden. Die Untergrenze des eiszeitlichen Periglazialbereiches ist noch nicht bekannt und muß in Zukunft noch genauer untersucht werden.

– Aus der rezenten und der würmeiszeitlichen Schneegrenze ergibt sich eine Depression von mindestens 1000 m.

– Der Libanon fügt sich mit den vorgelegten Ergebnissen sinnvoll in die großräumige würmeiszeitliche und rezente Höhenstufung zwischen Taurus und Sinai ein.

## 7.2. *Résumé Liban et Hermon*

Les trois zones de sommets du Qornet es Saouda (Haut-Liban), du Talaat Moussa (Antiliban nord) et de l'Hermon (Antiliban sud) présentent une forme semblable, asymétrique, due à la structure: elles montent doucement à partir de l'ouest et tombent

rapidement vers l'est. — N'étant pas creusés par des vallées mais exposés aux vents, les hauts plateaux qui se trouvent au niveau des sommets fournissent de bien mauvaises conditions orographiques pour une glaciation quaternaire. Les phénomènes karstiques, formes récentes et surtout fossiles, sont essentiels pour l'examen glaciomorphologique.

Les précipitations et leur répartition au cours de l'année nous font admettre une chute de neige probable de 1300 mm dans la région des sommets du Haut-Liban et de l'Hermon. Les flaques de neige pérennes montrent une rigoureuse dépendance des plus petites variations des précipitations, elles ne peuvent être employées comme indicateur de la proximité de la ligne des neiges.

Les configurations récentes de la surface se reflètent dans le processus différencié de la désagrégation, dans les vallées asymétriques, les formations de sols, les phénomènes karstiques etc. Les flaques de neige pérennes sont un facteur essentiel pour la formation de la surface actuelle (Karst, climat local etc.), mais elles se trouvent encore bien au-dessous de la ligne des neiges que nous estimons être d'au moins 3700 m.

Dans le Haut-Liban, nous distinguons trois zones de formations glaciaires, la plus évidente se trouve sur les flancs sud-est du haut-plateau, une plus modeste en exposition ouest, et enfin certains vestiges sur le versant nord à pic. Les moraines les plus basses se trouvent à 2500 m. Sur l'Hermon, deux systèmes de moraines subsistent, dont nous désignons une moraine frontale du versant sud à environ 2500 m comme étant la forme glaciaire la plus évidente. L'Antiliban ne connut point de glaciation, même dans la zone la plus élevée des sommets. Nous déterminons la ligne des neiges de l'époque Würm à 2700 m pour le Haut-Liban et l'Hermon. Après avoir discuté l'importance de la face au vent et de celle sous le vent, nous tirons la conclusion que dans les latitudes subtropiques, les versants et surfaces de plateau exposés à une direction du vent nettement dominante restent libres de glace jusqu'à une altitude bien au-dessus de la ligne des neiges, tandis que les glaciers existants sur le versant sud requièrent les conditions climatiques d'une ligne des neiges pour pouvoir exister par l'intensité de l'insolation donnée — même si toutes sortes de facteurs spécialement favorables sont là.

Les traces d'une glaciation plus ancienne avec une ligne des neiges encore plus basse ont pu être démontrées, ce résultat n'étant pas encore assuré.

La ligne des neiges glaciaire et récente s'élève du Taurus par le Liban au Sinai. La limite récente des sols structurés par contre s'abaisse du Taurus au Liban, ce qui est dû à une influence orographique, climatique et anthropogène. L'existence de sols structurés à basse altitude sur le versant maritime du Liban (1800 m) et sur le versant continental de

l'Antiliban (2000 m) démontre des conditions d'origine différentes. La limite des sols structurés ne peut être parallélisée avec la ligne des neiges, et les dépressions de la ligne des neiges ne peuvent être accordées avec la dépression de la limite des sols gelés. Pour l'époque glaciaire, la limite inférieure du domaine périglaciaire n'est pas encore connue.

En comparant les lignes des neiges récente et wurmienne, nous obtenons une dépression de 1000 m au moins.

Par ces résultats, le Liban s'insère fort bien dans les grandes zones d'altitude de l'époque Würm et récente entre le Taurus et le Sinai.

### 7.3. Summary Lebanon and Hermon

The three summit areas of the Qornet es Saouda 3088 m (High Lebanon), Talaat Moussa 2616 m (northern Antilebanon) and Hermon 2814 m (southern Antilebanon), rising gradually from the W and sloping down steeply to the E show uniform, asymmetric features controlled by structure. Undissected high plateaus at the summit level which are exposed to the winds provide most unfavourable orographic conditions for a Pleistocene glaciation. Recent and especially relict karst features are important criteria for glacial morphological research.

From the amounts and annual distribution of precipitation a conjectural snow fall of 1300 mm can be assumed for the summit regions of the High Lebanon and Hermon. Perennial snow patches are strictly controlled by the slightest variations of precipitation and cannot serve as indicators of a neighbouring snow line.

The recent sculpturing of the surface can be perceived by differentiated weathering processes, valley asymmetry, soil formations, karst features a. s. o. The perennial snow patches are an essential factor of the present forming of the surface (karst, local climate), but they are located far below the recent

snow line which we assume to be at a level of at least 3700 m.

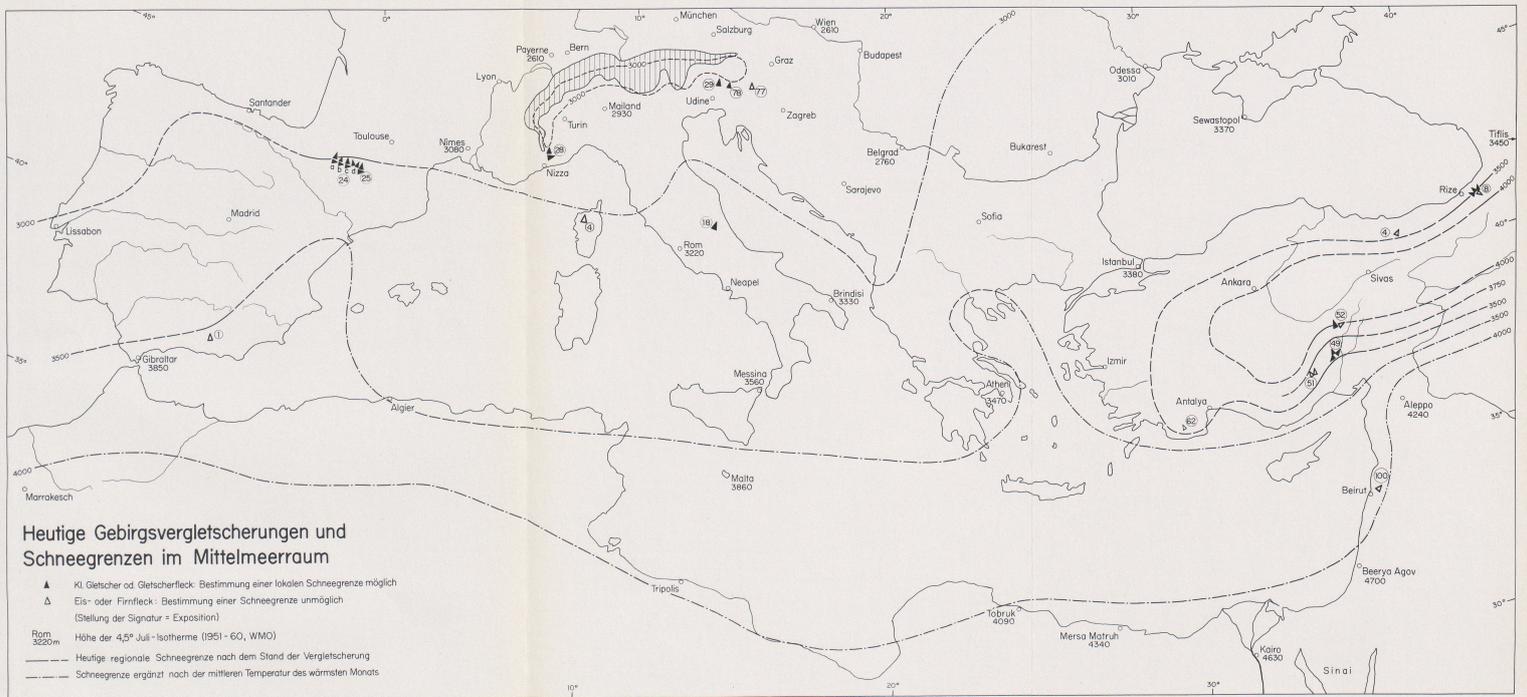
In the High Lebanon three regions with glacial sediments can be discerned, most clearly at the E-slopes of the high plateau, less distinctly with W-exposition and as slight indication at the steep northern descent. The lowest moraines are located at 2500 m. On the Hermon two moraines systems are preserved of which a terminal moraine at the level of about 2500 m at the S-side must be valued as the best glacial feature in the total Lebanese mountain area. We have discussed the significance of the windward and leeward sides, and concerning the subtropical latitudes arrive at the conclusion that slope or plateau surfaces facing a positively dominant wind direction are left free of snow, far above the snow-line whilst glaciers occurring at the S-side in spite of all favourable conditions possible call for at least the necessary climatic conditions of a snow-line in order to be able to exist at all at the given radiation intensity.

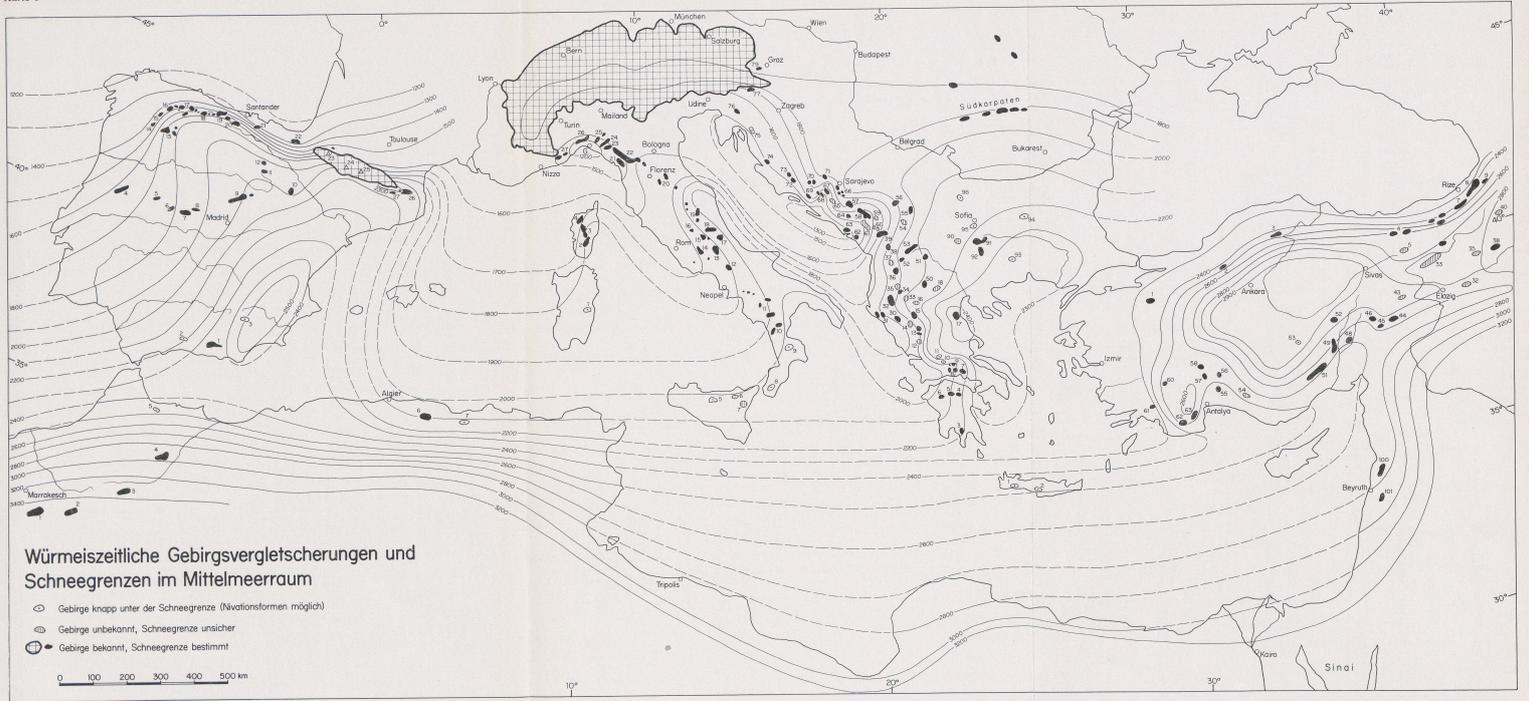
Traces of an earlier glaciation at an even lower snow-line could be established but this result is not yet quite certain.

The Pleistocene and recent snow-line rises continually from the Taurus to the Lebanon and further on to the Sinai. But the recent structure soil limit shows a depression from the Taurus to the Lebanon which can be explained by orographic, climatic and anthropogenic conditions. Low occurrences of structure soil at the sea side of the Lebanon slope 1800 m and at the country side of the Antilebanon 2000 m call for differentiated conditions of development. The limit of structure soils cannot be correlated with snow-line and depressions of the snow-line not with depressions of structure soils. The lower limit of the Pleistocene periglacial region is not yet known and must be investigated more precisely in the future.

By the recent and Würm age snow-line a depression of at least 1000 m can be calculated.

With the results presented above, the Lebanon area fits significantly into the large scale Würm age and recent height regions between Taurus and Sinai.





### Würmeiszeitliche Gebirgsvergletscherungen und Schneegrenzen im Mittelmeerraum

- Gebirge knapp unter der Schneegrenze (Nivationsformen möglich)
- ◐ Gebirge unbekannt, Schneegrenze unsicher
- Gebirge bekannt, Schneegrenze bestimmt

0 100 200 300 400 500 km

## II. DIE SCHNEEGRENZEN IN DEN EINZELNEN REGIONEN DES MITTELMEERES

### 1. Die Schneegrenzen im östlichen Mittelmeerraum

#### 1.1. Die würmeiszeitliche Schneegrenze (Fig. 10)

Verzeichnis und Karte der eiszeitlichen Gebirgsvergletscherungen Kleinasiens stützen sich zu einem großen Teil auf die grundlegende Arbeit von Louis (185). Selbstverständlich sind seit 1944 neue Resultate dazugekommen, aber der grundsätzliche Verlauf der Schneegrenzen blieb doch unverändert.

Im folgenden besprechen wir die Probleme und Unsicherheiten, die in der Karte der regionalen Schneegrenzen zum Ausdruck kommen und die in Zukunft durch neue Feldarbeiten geklärt oder korrigiert werden müssen. – Große Unsicherheiten entstehen immer dort, wo die Schneegrenzfläche nur knapp oder überhaupt nicht angeschnitten wird. In diesen offenen Räumen haben wir die klimatischen Verhältnisse als Hilfsmittel vergleichend herangezogen. Doch ist zu hoffen, daß künftighin vereinzelt Glazialspuren neu entdeckt werden, wir denken vor allem an die niedrige Gipfflur im westlichen Taurus und im Pontus. Ferner sind in Zukunft wesentliche Korrekturen aus dem Gebiet Malatya–Van See zu erwarten. Aber schon beim heutigen Stand der Kenntnisse zeigt der Verlauf der Isochionen die Zugstraße der Depressionen an, die der orographischen Leitlinie Taurus–Ala Dagh folgend in das östliche Zentralanatolien hineinführt und weiter nach Osten langsam ausschwächt. Erstaunlich sind die niedrigen Schneegrenzwerte von 2700 m bei Erzincan, das heißt, sie sind trotz der kontinentalen Lage gleich hoch wie im Taurus und Ala Dagh. Dieser Sachverhalt weist zweifellos auf eine erhöhte Niederschlagstätigkeit während der Kaltzeiten hin. Die verstärkte meridionale Zirkulation hat auch diese anatolische Depressionenbahn intensiviert und die Vergletscherungshöhen wesentlich hinuntergedrückt. Aus den heutigen betont kontinentalen Klimaverhältnissen und der eiszeitlich relativ niedrigen Schneegrenze ergibt sich eine hohe Schneegrenzdepression; eine Tatsache, die wir im Kapitel über den Erciyas Dagh bereits besprochen haben (Seite 123).

Im Raum Van See hat Klaer zahlreiche neue Erkenntnisse publiziert (148). Weiter östlich sind die Verhältnisse noch wenig geklärt. Daß die extrem kontinentale Lage die Schneegrenze immer kräftiger empodrückt, ist offensichtlich. Wie das aber räumlich differenziert in Würmeiszeit und Gegenwart aussieht, wissen wir noch zu wenig genau. Selbst die

glazialmorphologischen Kenntnisse vom vielbegannten Ararat sind noch ungenügend.

Eriç hat im nordostpontischen Salaçor-Gebirge (Fig. 10) eine erstaunlich hohe Schneegrenze von 2800 m bestimmt, die völlig beziehungslos zu ihrer Umgebung steht (79). In der gleichen Gebirgskette vermuten wir die Schneegrenzhöhe im Kaçkar Dagh zwischen 2300 und 2500 m, stark erniedrigt durch die außerordentlich großen Niederschläge (Rize Mittel 1929–60 = 2440,9 mm). Eriç begründet seinen hohen Wert mit einer postglazialen tektonischen Hebung, eine Deutung, die wir vorläufig als anregendes Problem offen lassen müssen.

– Nach übereinstimmenden Berichten von Klaer und Bartsch fehlen am Hasan Dagh (3252 m) eindeutige Glazialspuren (147). Klebelsberg beschreibt zwar karähnliche Nischen, legt aber keine Schneegrenze fest (154). Vom etwas über 100 km entfernten Erciyas her muß die Schneegrenze von 2850 m bis auf schätzungsweise 3100–3300 m rasch ansteigen, was nicht einfach zu erklären ist. Zweifellos liegt der Erciyas in der Flucht der Silikischen Pforte und des Seyhan-Durchbruchs lokalklimatisch bedeutend günstiger als der Hasan Dagh. Ferner wird die für eine Vergletscherung ungünstige Vulkan-Kegelform beim Erciyas Dagh durch ein bedeutendes Übertagen der Schneegrenzfläche weitgehend aufgehoben. Ob allerdings diese Erklärungen für eine so beträchtliche Schneegrenzdifferenz genügen, scheint uns fraglich und muß in Zukunft auch mit vulkanologischen Untersuchungen genauer abgeklärt werden. Damit meinen wir nicht nur die postwürmen Hebungen, sondern auch die präwürmen Vorgänge mit der Frage: Welche Formen hat die letzte Vergletscherung bereits vorgefunden? So sind wir z. B. überzeugt, daß die prächtigen Kare des Erciyas schon in einer älteren Eiszeit entstanden sind und eine Würmvergletscherung begünstigt haben.

– In den Gebirgen Lykiens (SW Antalya) sind noch nicht alle Ergebnisse bereinigt und geklärt. Den niedrigen Schneegrenzwert am 2294 m hohen Sandras Dagh (Fig. 10, Nr. 61) hat Planhol tektonisch begründet, wir haben eher auf lokalklimatische Gunstfaktoren hingewiesen. Neuere Schweremessungen im östlichen Mittelmeerraum zeigen zwar deutlich an, daß der Raum Sandras Dagh–Ak Dagh in eine sehr mobile tektonische Zone gehört, was künftighin für die Frage der jung-pleistozänen Bewegungen

noch genauer ausgewertet werden muß (57, 89, 278, 282). Es wäre aber falsch, dem meernahen Sandras Dagh eine Sonderstellung einzuräumen und auf Grund seiner einseitigen eiszeitlichen Gipfelvergletscherung zu tiefe Schneegrenzen auf Kreta und sogar im Libanon zu postulieren. Wir haben das Problem erörtert (Seite 149) und halten in diesem großräumigen Zusammenhang nur die folgenden Punkte fest:

1. Planhol gibt mit dem Wert 2050–2000 m nicht eine regionale, sondern eine lokal einseitige Schneegrenze an (283, S. 258).

2. Dieser Wert entspricht ziemlich genau der einseitig lokalen Schneegrenze am Taygetos im südlichsten Peloponnes (154, S. 740). Der Taygetos liegt sogar noch etwas südlicher als der Sandras Dagh und damit entfällt die Zwangslage einer tektonisch zu begründenden Schneegrenzhöhe.

3. Die genau gleichen Verhältnisse einer einseitig niedrigen Vergletscherung finden wir am Ulu Dagh (Seite 152). Die regional vergleichbaren Schneegrenzen sind bei diesen geringen Gebirgshöhen mindestens 100–200 m über dem günstigsten Lokalwert festzulegen. Die Schneegrenzfläche steigt vom Sandras Dagh zum Ak Dagh ganz natürlich an und entspricht genau der veränderten Klimasituation. (Elmali in Zentrallykien hat kontinentalere Klimaverhältnisse als Kayseri in Inneranatolien; vgl. Seite 143.)

– Die Ergebnisse vom Hochlibanon und Hermon fügen sich sinnvoll in das entworfenen Isochionbild ein. Die Zusammenhänge mit dem Taurus haben wir eingehend diskutiert (207). Den Ergebnissen Kaisers (140), der eine würmeiszeitliche Schneegrenze von 1950–2300 m vertritt, können wir aus morphologischen und klimatischen Gründen nicht beipflichten.

– Überlegen wir uns das Ansteigen der Schneegrenze nach Süden, so ist es nach unserer Meinung ganz unmöglich, dem Sinai mit dem 2637 m hohen Katharinenberg eine Vergletscherung zuzuordnen, wie es Schamp auf Grund von karähnlichen Formen versucht hat (310). Büdel und Klaer haben diese Deutung nach eigenen Begehungen ebenfalls abgelehnt (37, 147). Wenn wir Klima und Schneegrenzverlauf im anatolischen Steppenraum mit den extremeren Bedingungen auf der Sinai-Halbinsel vergleichen, ferner bedenken, daß der Katharinenberg 10 Breitengrade südlicher liegt als der Erciyas Dagh, dann ist eine eiszeitliche Schneegrenze unter 3000 m ganz unmöglich. Wir betrachten die Angabe Klaers als sehr richtig, der die eiszeitliche Schneegrenze über dem Sinai auf ca. 3300 m vermutet. Selbst wenn wir den Einfluß einer Zyklonenstraße Mittelmeer–Rotes Meer überschätzen, können wir nicht eine so gewaltige Schneegrenzniedrigung annehmen, daß der Katharinenberg vergletschert wurde.

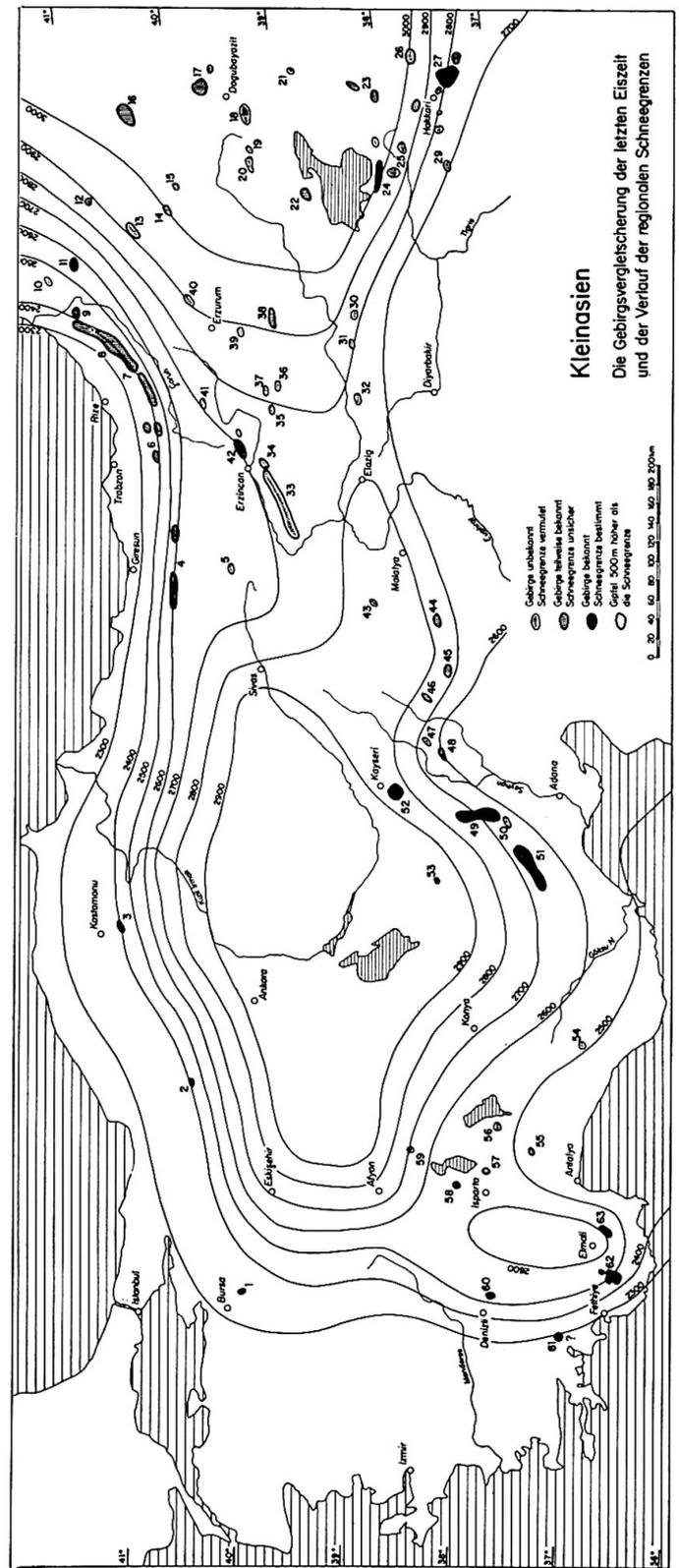


Fig. 10 Kleinasien. Die Gebirgsvergletscherung der letzten Eiszeit und der Verlauf der regionalen Schneegrenzen (vgl. S. 169).

### 1.2. Die rezente Schneegrenze (Fig. 11)

– Wollen wir den Schneegrenzverlauf in der westlichen Türkei und im libanesisch-syrischen Gebirgsraum festlegen, so stehen uns nur wenige Gletscher zur Ermittlung eines Lokalwertes zur Verfügung:

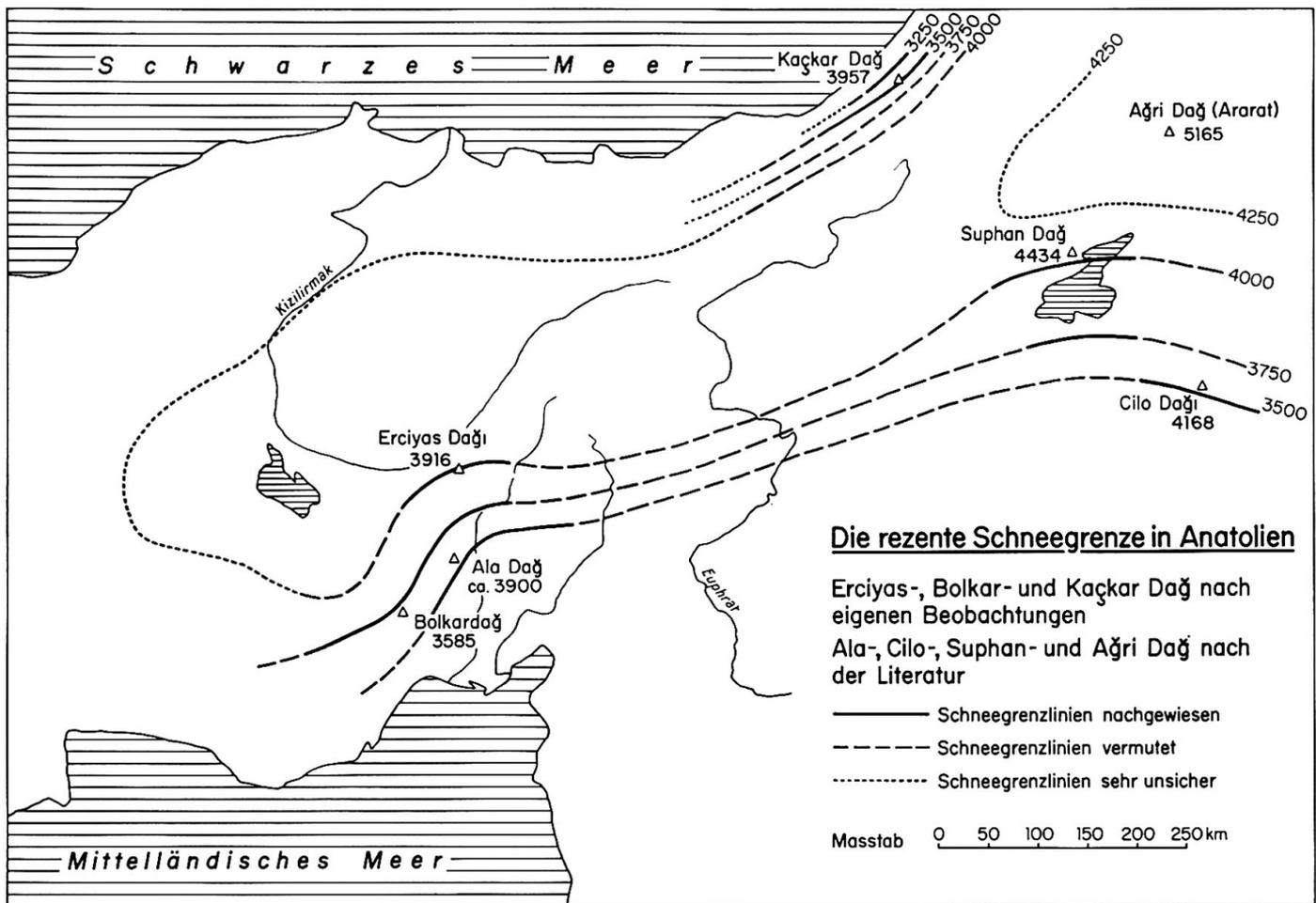


Fig. 11 Die rezente Schneegrenze in Anatolien.

Der Gletscher am Erciyas Dagh (Grundrißzeichnung in 203, S. 22).

Die Gletscherflecken am Ala Dagh (324, S. 434).

– Die kleinen Eis- und Firnflecken in extremster Wandfußlage sind nach unserer Meinung für die Ermittlung eines Lokalwertes völlig ungeeignet, ja sie provozieren uns direkt zur Festlegung einer allzu tiefen Schneegrenze. (Diskussion des Problems Seite 127 und 192). Zum Beispiel:

Im Hohen Bolkardagh (Seite 127, Abb. 15)

Im Ak Dagh (Seite 148, Abb. 29)

Im Hohen Libanon (207, S. 45, Abb. 4).

– Die wenigen Gletscherstandorte sind für die Erstellung einer gesicherten Schneegrenzkarte völlig ungenügend, denn die einseitigen Vergletscherungen in ausgeprochener Gunstlage berühren die Schneegrenzfläche vielfach überhaupt nicht. Es sind typische Erscheinungen einer subnivalen Stufe. Aus diesem Grunde haben wir unsere dargestellten Schneegrenzen zusätzlich auf die Höhenstufung der Sommertemperatur gestützt, ein Verfahren, das wir noch eingehender besprechen werden (Seite 193).

– Überblicken wir die rezente und würmeiszeitliche Schneegrenzkarte, so zeigt sich deutlich ein Unterschied im Kurvenbild. Der Schneegrenzanstieg seit der letzten Eiszeit hat die meisten Gebirge aus dem Schneegrenzbereich entrückt, die häufige lokalographische und -klimatische Beeinflussung ist aufgehoben worden und die lebhaftere Reliefierung der kaltzeitlichen Schneegrenzfläche ist verlorengegangen. Die heutigen Schneegrenzen sind viel unsicherer und spiegeln nur noch die weiträumigen Klimaverhältnisse wieder.

### 1.3. Die Schneegrenzdepression (Fig. 12, 13)

Auf Fig. 12 und 13 haben wir versucht, die rezente und eiszeitliche Schneegrenze im Vergleich mit der oberen Waldgrenze darzustellen. Im ersten S–N-Profil zeigt sich vom Taurus zum Erciyas der rasche und gleichsinnige Anstieg der rezenten Schneegrenze (von 3650 auf 4000 m) und der oberen Waldgrenze (von 2150 auf 2500 m), währenddem die eiszeitliche Schneegrenze viel gedämpfter reagiert. (Selbstver-

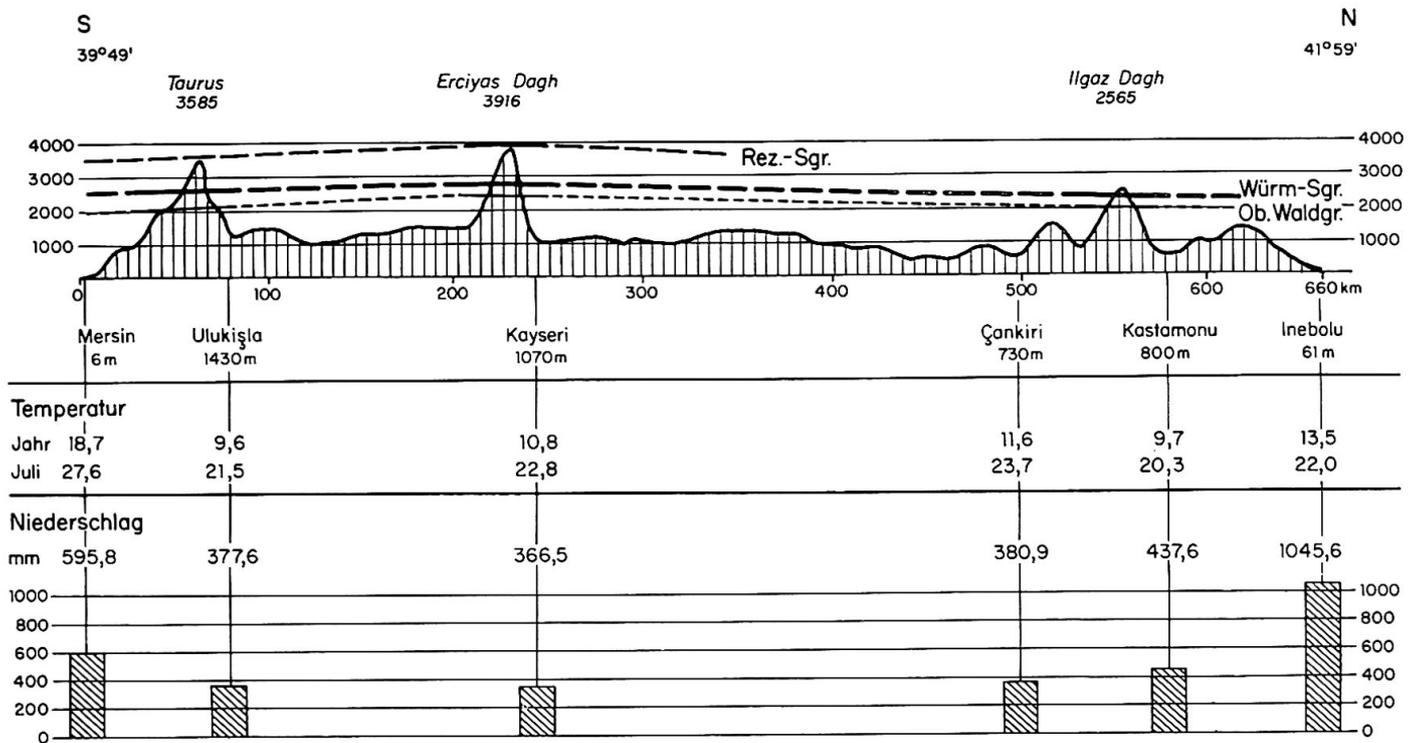


Fig. 12 Schneegrenzen und Waldgrenzen in Anatolien. Profil S-N.

ständig stimmt dieser Vergleich nur, wenn wir die mittlere Waldgrenze mit der regionalen Schneegrenze vergleichen). Den schwächeren eiszeitlichen Schneegrenzanstieg vom Taurus zum Erciyas haben wir mit einer veränderten ganzjährigen Niederschlagstätigkeit und einer verminderten Kontinentalität Anatoliens begründet.

Das Absinken der Höhengrenzen vom Erciyas zum Ilgaz-Gebirge zeigt einen gleichmäßigen Verlauf von eiszeitlicher Schneegrenze und oberer Waldgrenze. Ob sich mit der Nordwärtsverlagerung bereits eine Abstandsverminderung Waldgrenze – rezente Schneegrenze auswirkt, können wir nicht entscheiden.

Das Profil Nr. 2 ergibt von West nach Ost einen regelmäßigen Anstieg der Höhengrenzen vom Ulu Dagh zum Erciyas Dagh. Die Zusammenhänge können wir nicht genauer fassen, weil die einseitige Vergletscherung des Ulu Dagh für die Schneegrenzbestimmung eine gewisse Unsicherheit schafft. Östlich des Erciyas folgt eine interessante Zwischenphase mit einer Erniedrigung der eiszeitlichen Schneegrenze zum Kesis Dagh bei Erzincan, entsprechend der niederschlagsreicheren Zone. Die Waldgrenze zeigt demgegenüber keine Reaktion und steigt auch weiter nach Osten bis zum Ararat langsamer an als die kaltzeitliche Schneegrenze. Sie verhält sich ganz ähnlich wie die schwer zu ermittelnde rezente Schneegrenze, was auf bestimmte klimatische Übereinstimmungen hinweist. Aber auch da müssen wir zahlreiche Fragen offen lassen, weil

die Höhenwerte aus Ostanatolien noch zu wenig gesichert sind.

Gesamthaft gesehen reagieren die eiszeitlichen Schneegrenzen lokal beeinflusst rascher und intensiver als die rezenten. Das allgemein formulierte Prinzip von Wißmann, daß die Schneegrenzdepressionen in ariden Gebieten kleiner sind als in humiden (359, S. 217, Abb. 22), ist für Anatolien in Frage zu stellen. Genauer gesagt: Wir haben zu prüfen, ob die heutige Kontinentalität auf die letzte Kaltzeit übertragen werden darf. Die anatolischen Gebirge, die heute in einem sommer-trockenen extrem kontinentalen Raum liegen, gehörten kaltzeitlich zu einer ganzjährig beregneten, vermindert kontinentalen Klimaprovinz. Jedenfalls zeigen auch Erosions- und Akkumulationsformen bei Ankara die kaltzeitlich veränderte Niederschlagstätigkeit an (45). Geringere Verdunstung und größere sommerliche Abflußmengen aus den Gebirgsvergletscherungen führten zu flächenhaften Seenbildungen in den ausgedehnten Beckenzonen Anatoliens. (Tuz Gölü heute 1250 km<sup>2</sup>; Becken von Konya-Eregli heute trocken, eiszeitlich ein See von ca. 150 auf 50 km usw.; 183, 45.) Als Ganzes ergaben sich bedeutende lokalklimatische Veränderungen mit einer relativ niedrigen Schneegrenzfläche. Im Gegensatz dazu werden die rezenten Schneegrenzen über der kontinentalen Heizfläche Anatoliens kräftig aufgewölbt und dadurch die Schneegrenzdepressionen von der Gegenwart zur letzten Kaltzeit entsprechend ausgeweitet.

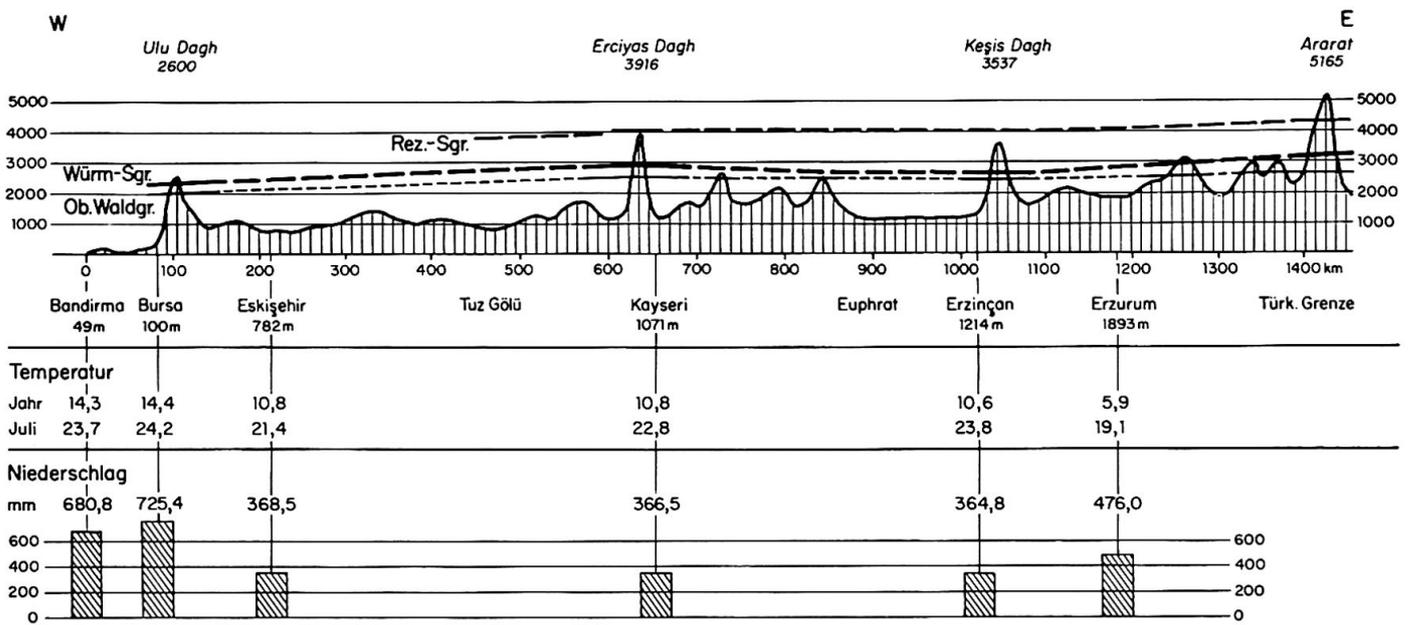


Fig. 13 Schneegrenzen und Waldgrenzen in Anatolien. Profil W–E.

#### 1.4. Die vergletscherten Gebirge (Fig. 10 und 11) (Höhen der regionalen Schneegrenzen)

Vergletscherte Gebirge	Höhe m	Schneegrenzen		Obere Waldgrenze	Literatur
		Würm	Rezent		
1. Ulu Dagh (Bursa)	2543	2300— 2400		2030	Philippson 1904, Cvijic 1908, Louis 1944, eig. Beob.
2. Köroglu Tepe (SE Bolu)	2378	2400		2100	Louis 1944
3. Ilgaz D. (Kastamonu)	2565	2400		2100	Louis 1944
4. Gebirge südl. Giresun (Karagöl, Balaban usw.)	3095	2500— 2600		2000— 2100	Eriņç 1944 Louis 1944
		> 2600	N: 2850		Planhol 1964
5. Kizil Dagh	2950				
6. Geb. südlich Trabzon (Soganli D., Çakirgöl D.)	3063	2400			Eriņç 1944
7. Salaçor-Gebirge	3711	2800?			Eriņç (tekton. Hebung)
8. Kaçkar Dagh	3937	2300— 2500	3500		Stratil-Sauer 1961, 1964, 1965, Krenek 1932, Leutelt 1935, Blumenthal 1958, eig. Beob. 1964
9. Tiryal D. (Kükürt T.)	3348	2400		2200	Louis 1944
10. Cayidüzu Dagh	3000				
11. Kordevan Dagh	3050	2500		2300	Louis 1944
12. Kisir D. (Kars)	3150				
13. Allahuekber Dagh (Kars)	3725				
14. Ala Dagh	3134	3000— 3100			Louis 1944
15. Asagi Dagh (S Kar)	3270				
16. Alagöz Dagh	4094		?		Oswald 1912
17. Ararat (Agri D.)	5165	3000— 3300?	4100 ?	2700	Paschinger 1912, Blumenthal 1954 und 1958
18. Tendürek D. (NE Van)	3542				
19. Ala D. (NE Van See)	3255				
20. Muratbasi	3519				

Vergletscherte Gebirge	Höhe m	Schneegrenzen		Obere Waldgrenze	Literatur
		Würm	Rezent		
21. Ay Dagħ	3313				
22. Suphan D. (N Van See)	4434	3300	4000		Louis 1944, Blumenthal 1954, Klaer 1965
23. Mengene D. und andere Gebirge östlich Van See	3610	3100			Bobek 1940
24. Artos D. (SE Van See)	3475	3000	3800		Lembke (in Louis 1944), Klaer 1965
Hasobesir Dagħ	3500	3000			
25. Gebirge südl. Van See	3675				
26. Mor Dagħ	3810				
27. Cilo Dagħ, Sat Dagħ	4168	2800	3500— 3600	2400	Bobek 1940, Blumenthal 54
28. Altindagħ	3250				
29. Geridan Dagħ	3220				
30. Anduk Dagħ	2830				
31. Cotela-Akçakara	2940				
32. Ak Dagħ (70 km E Elazig)	2961				
33. Monzur D. (Erzincan)	3300	2700?			Louis 1944
34. Mercan D. (Erzincan)	3449				
35. Bagirpasa Dagħ	3282				Louis 1944
36. Seytan Dagħ	2800	2800			Oswald 1912
37. Kosan Dagħ	3008				
38. Bingöl Dagħ	3250				Oswald 1912, Louis 1944
39. Palandöken Dagħ	3125	2900?			Stratil-Sauer 1927
40. Kargapazari Dagħ	3288				
41. Cosan Dagħ	2963				
42. Kesis D. (Erzincan)	3537	2700		2500	Louis 1944
43. Akbabaçalı Dagħ	2952				
44. Nurihek D. (SW Malatya)	3090	2800?			Louis 1944
45. Berit Dagħ	3014	2700?			Louis 1944
46. Binboga Dagħ	2830	2800?			Louis 1944
47. Bey Dagħ	3054				
48. Bakir D. und andere Geb.	2707	2600			Louis 1944
49. Ala Dagħ	3900	2700	3550	2100— 2300	Spreitzer 1957 und 1958, Klaer 1962
50. Karanfil Dagħ	3095				
51. Hoher Bolkardagħ	3585	2650	3650	2000— 2300	Louis 1944, Blumenthal 1955, eigene Beobachtungen
52. Erciyas Dagħ	3916	2850	4000	2500	Bartsch 1934/35, Louis, Erinc 1952, eigene Beobachtungen
53. Hasan Dagħ	3252	3000— 3200?			Klaer 1962
54. Ak Dagħ (E Antalya)	2647				
55. Bozburum Dagħ	2504	2400?			Louis 1944
56. Dedegöl Dagħ	2980				
57. Davras Dagħ	2635	2500			Louis 1944
58. Barla Dagħ	2700	2500			Louis 1944
59. Sultan Dagħ	2631				
60. Honaz Dagħ	2571	2500— 2600			Philippson 1914, Erinc 1955
61. Sandras Dagħ	2294	2300— 2400?			Philippson 1915, Planhol 1962
62. Ak Dagħ	3024	2500— 2550		2000	Onde 1952, eigene Beobachtungen
63. Bey Dagħ	3086	2650		2100	Louis 1944, eigene Beobachtungen
100. Hochlibanon	3088	2700	3700	2200	Diener 1886, Butzer 1958 Klaer 1962, Kaiser 1961, eigene Beobachtungen
101. Hermon	2814	2700			

## 2. Die Schneegrenzen im Balkan

Zahlreiche wenig bekannte Gebirge geben dem Schneegrenzverlauf auf der Balkanhalbinsel eine gewisse Unsicherheit. Wir sind uns auch bewußt, daß in unserer Zusammenstellung die neuere Literatur aus den betreffenden Staaten nicht vollständig erfaßt worden ist. Der vorliegende Überblick wäre ohne die klassischen und zusammenfassenden Arbeiten von Louis (182), Klebelsberg (154), Maull (196), Nowack (237) u. a. nicht denkbar.

### 2.1. Die würmeiszeitliche Schneegrenze (Karte 1)

– Bei zahlreichen übernommenen Schneegrenzhöhen haben wir uns gefragt, ob wir sie tatsächlich als regional vergleichbare Mittelwerte ansprechen dürfen. So zeigt zum Beispiel der 2409 m hohe Taygetos im Peloponnes die südlichsten Gletscherspuren Europas (151, 154). Aber nur in der Ostexposition ist ein Karboden auf 1925 m mit Stirnmoräne festzustellen. Die Westseite weist nicht die geringsten Glazialformen auf, somit ergibt sich eine Schneegrenzdifferenz zwischen Luv und Lee von nahezu 500 m. Solche Unterschiede sind im mediterranen Raum nichts Außergewöhnliches, sowohl in der rezenten wie in der eiszeitlichen Vergletscherung (Fig. 19). Die Frage ist nur, ob die Westseite als windexponierte Flanke extrem benachteiligt oder die Ostseite mit einer bedeutenden Schneeanreicherung extrem bevorzugt war. Wenn Maull die Schneegrenze auf 1950–1975 m festlegt (196), dann entspricht das eher einem Lokalwert der Ostseite und nicht einer repräsentativen regionalen Schneegrenze des gesamten Gebirges (vgl. Karte 1). In diesem Sinne sind wohl zahlreiche Angaben aus dem Peloponnes und Pindos zu überprüfen und neu festzulegen.

– Sehr problematisch scheint uns der Schneegrenzverlauf zwischen dem südlichen Pindos und den Gebirgen Mittelgriechenlands. Im Raum Vardussia, Ghiona und Parnass werden Schneegrenzen zwischen 2050 und 2200 m festgestellt (196). Etwas nördlich davon bezeichnet Mistardis die Berge Oeta und Oxya als eiszeitlich vergletschert und ordnet ihnen eine Schneegrenze von 1900–1950 m zu (221). Erstaunlich ist aber, daß diese beiden Gipfel mit den geringen Höhen 2153 m und 1926 m vergletschert wurden, währenddem in der nordöstlichen Nachbarschaft der Kalikouda (2104 m) und der Tymphrestos (2319 m) unvergletschert blieben. Eine lokalklimatische Erklärung dieses Sachverhaltes scheint uns fragwürdig, und tektonische Vorgänge können wir ohne klare Beweise nicht annehmen. Unsere Schneegrenzkarte mußte diesem heutigen Stand der Kenntnisse folgen. Aber wir glauben, daß eine künftige

einheitliche und sorgfältige Kartierung diese Widersprüche im mittelgriechischen Raum lösen wird. – Am Olymp legten wir die regionale Schneegrenze nach eigenen Untersuchungen auf 2400 m fest. Die Schneegrenzkarte zeigt uns auf der Breitenlage des Olymps ein auffallendes Ausbuchten der Isochionen nach Westen, das heißt, gerade auf dieser Breite schirmen die auftauchenden albanischen Küstketten und die höchsten Erhebungen des Pindos (2633 m) das östliche Griechenland so kräftig ab, daß mit der ausgeprägten Kontinentalität auch die Schneegrenzfläche rascher und kräftiger ansteigt.

– Interessant ist der Schneegrenzverlauf im Durchbruch der Neretva bei Mostar (Herzegowina). Die maritime Durchdringung der dinarischen Ketten-systeme zeigt sich in einer bedeutenden Schneegrenzerniedrigung an den beidseitigen Gebirgen. Roglic (303) hat diesen Raum erneut bearbeitet und dabei die großen Expositions-differenzen hervorgehoben. Seine lokalen Schneegrenzangaben schwanken zwischen 1000 und 1700 m und es ist sehr schwer, daraus einen regionalen Mittelwert abzuleiten. Jedenfalls erfuhren diese Gebirge eine äußerst intensive Vergletscherung, ähnlich der südlich anschließenden Zone zwischen Lovcen–Orjen und Durmitor.

– Die tiefen Schneegrenzen in den Küstketten bei Kotor (Orjen–Lovcen) und Mostar weisen auf die übereinstimmend hohen Niederschläge in der Eiszeit und in der Gegenwart hin. Diese Aussage ist folgendermaßen zu differenzieren:

Die nördliche Adria lag in den Kaltzeiten trocken und bewirkte in ihren Randketten eine 100–200 m höhere Schneegrenze (z. B. Velebi, 1500 m) als in den südlicheren Küstengebirgen (z. B. Orjen–Lovcen, 1300–1400 m).

– Südlich der Neretva gibt es keine vorgelagerten Inseln mehr und die Steilküste verhinderte bei der kaltzeitlichen Meeresspiegelsenkung eine große horizontale Küstenverschiebung. Im übrigen befindet sich die größte Adriatiefe (1330 m) auf dieser Breite.

– Im südlichen Teil der dalmatinischen Küste konzentrieren sich die Niederschläge auf ein winterliches Maximum, im Unterschied zu einer stärkeren Aufsplitterung in Herbst- und Frühjahrsspitzen weiter im Norden (113). Dadurch wird sehr wahrscheinlich der nivometrische Koeffizient von der nördlichen zur südlichen dalmatinischen Küste erhöht. Diese Folgerung muß in Zukunft noch durch genauere Untersuchungen belegt werden.

– Die jährlichen Niederschlagsmittel steigern sich von der Küste oder vom Gebirgsfuß (Hercegnovi 1787 mm, Mostar 1343 mm) bis in die höheren Regionen ganz gewaltig: Cetinje auf 671 m = 3452 mm; Crkvice auf 1097 m = 4934 mm. Diese er-

staunlich hohen Werte, konzentriert auf das Winterhalbjahr, zeigen sich in den rezenten Schneelagen und entsprechend modifiziert in der kaltzeitlichen Vergletscherung.

– Die wichtigste Rolle dürfte die sommerliche Druckverteilung spielen. In der letzten Kaltzeit konnte sich ein relativ hoher Druck über dem Vergletscherungsgebiet der Alpen bis in die nördliche Adria auswirken. Südlich davon blieb aber das Tiefdruckgebiet über der ungarischen Tiefebene als Steuerungszentrum wirksam. Die Depressionen mit den Zugstraßen Vb und Vc wurden weiter nach Süden verlagert und querten den dinarischen Gebirgsraum zwischen Sibenik und Kotor. Dieser kaltzeitlich verstärkte zirkulationsbedingte Anprall an der mittel- bis süddalmatinischen Gebirgsfront dürfte die Hauptursache der außerordentlich niedrigen Schneegrenzen sein.

– Auf eigenen Begehungen im Orjen und Lovcen konnten wir uns von der tiefen Schneegrenzlage überzeugen, wie sie ältere Beschreibungen und jüngere Untersuchungen dargestellt haben. Am Lovcen hat Liedtke in Südexposition Moränen auf 1430 m entdeckt und eine südseitige Schneegrenze von 1550 m ermittelt (175). Auf der Nordseite liegen die Endmoränen unter 1000 m, so daß im gesamten die regionale Schneegrenze nicht höher als 1400 m sein kann. Auch am Orjen sind prächtige Endmoränenwälle in W- und E-Exposition aufgeschüttet, die ein bedeutendes Vergletscherungsareal von über 100 km<sup>2</sup> und Gletscherlängen bis zu 10 km nachweisen. Eine neuere Arbeit soll von Ridanovic erscheinen (301).

– Der gesamte Gebirgsraum Montenegros zwischen Durmitor, Maganik und Komovi ist an einzelnen Punkten sehr gut erforscht, dazwischen aber bleiben viele Lücken, Unsicherheiten und Widersprüche. Am Durmitor selber stehen sich Schneegrenzwerte von 2050 m (117, 320) bis 1550 m (217) gegenüber. Den älteren, allzu hohen Angaben fehlten offensichtlich die genauen Kenntnisse der Endmoränenlagen, die teilweise und nach eigenen Beobachtungen unter 1000 m liegen. Bedenken wir ferner, daß das 1400 m hohe Plateau von Zabljak von einer mächtigen Eiskappe bedeckt war, so konnte die Schneegrenzfläche nicht weit darüber liegen. Es ist noch nicht abgeklärt, welche Ausmaße dieses Gletscherareal hatte und ob es mit den benachbarten Hochflächen in Verbindung stand. Jedenfalls haben die 1500 m hohen Plateaus zwischen Savnik und Niksic (südl. Durmitor) eine Eigenvergletscherung getragen, Moränen sind bis auf 1000 m Höhe festzustellen. Diese Beobachtungen werden durch verstreute und unzusammenhängende Untersuchungsergebnisse aus diesem Raum bestätigt. Z. B.: Karformen im Zupa bei Niksic auf 1300 m, Moränen bis 800 m (320); am Sinjajevina Moränen bis 970 m, an der Mündung des Planica-Tales in die Tara bei

1050 m (218) usw. Trotz mangelhafter Kenntnisse fassen wir die Vergletscherung Montenegros folgen-dermaßen zusammen: Die Schneegrenzen steigen von der dalmatinischen Küste (1300–1400 m) nur langsam zu den Hochflächen zwischen Savnik und Niksic an (ca. 1400 m) und überschreiten beim Durmitor kaum 1500 m.

– Fraglich ist der Anschluß der Balkan-Isochionen an den alpinen Vergletscherungsraum. In den östlichen Karawanken wird die Schneegrenze auf 1900 m geschätzt (154), in den Steiner Alpen liegt sie auf höchstens 1700 m und in den Julischen Alpen werden sogar Werte von 1500 m überliefert (199). Diese niedrigen Angaben werden durch die Arbeit Klebelsbergs am Monte Grappa (Vorberg zwischen Piave und Brenta) mit einer regionalen Schneegrenze von 1400 m gut gestützt (157). Nach diesen Ergebnissen muß also die 1800 m-Isochione vom Balkan her erst in den östlichen Karawanken den alpinen Vergletscherungsraum erreichen (Karte 1). Da aber neuere Arbeiten in der Koralpe (Karte 1, Nr. 79) eine Schneegrenze von 1700 m verlangen (13), haben wir offenbar im Raum der Drau-Talung und der Gurktaler Alpen die höchste Aufwölbung der würmeiszeitlichen Schneegrenzfläche am östlichsten Alpenrand überschritten.

– Im gesamten zeigen die Schneegrenzlينien im Balkan auf eindruckliche Weise einen von der geographischen Breite unabhängigen Verlauf. Orographie und Lokalklima bestimmen das Isochionenbild, große Differenzen zeigen die Gebiete mit maritimer Durchdringung und kontinentaler Isolierung an. Zahlreiche Einzeluntersuchungen sind in Zukunft noch nötig, um unserer Schneegrenzkarte größere Genauigkeit und Sicherheit zu geben.

## 2.2. Die rezente Schneegrenze (Karte 2)

Rezente Gletscherflecken finden wir nur in den Ausläufern der Ostalpen, sozusagen im Anschlußgebiet unserer Schneegrenzkarte:

– Der kleine Gletscher am Triglav wird seit 1946 beobachtet, und auf dem benachbarten Kredarica (2535 m) ist neuerdings eine meteorologische Station in Betrieb (Fig. 14; Lit. 318; Karte 2, Nr. 78). Dadurch kann künftighin das Zusammenspiel Gletscherschwankungen–Klimaschwankungen auch in diesem Raum genauer verfolgt werden. Es wäre aber falsch, die regionale Schneegrenze an diesen Gletscherflecken in Gunstlage zu binden, sie liegt sehr wahrscheinlich über der Gipfelhöhe des Triglav. Diese Folgerung bedeutet, daß die letzteiszeitliche Schneegrenzdepression in den Julischen Alpen weit mehr als 1000 m beträgt.

– Ein zweiter, viel kleinerer Firn- oder Gletscherfleck liegt am Fuß der 700 m hohen Skuta-Nordwand in den Steiner Alpen (156; Karte 2, Nr. 77).

Hier zeigt die Höhenlage von ca. 1700 m noch deutlicher an, daß er weit unter der Schneegrenze in einer außerordentlichen Gunstlage existiert und von einer eigentlichen regionalen Schneegrenze völlig unabhängig ist.

– Ein weiterer Altschnee- oder Firnleck ist nach 6 am Fuß der Nordwand Cvrnica (Neretva-Raum, Karte 1, Nr. 68) zu erkennen. Doch scheint uns diese Beobachtung so unsicher, daß wir auf einen Eintrag in unserer Schneegrenzkarte verzichten.

Als Ganzes stehen uns auf der gesamten Balkanhalbinsel überhaupt keine rezenten und für eine Schneegrenzbestimmung einigermaßen repräsentativen Gletscherflecken zur Verfügung. Dementsprechend ist der aufgezeichnete Verlauf der rezenten Schneegrenze fraglich und die Berechnung einer letzteiszeitlichen Schneegrenzdepression wenig sinnvoll.

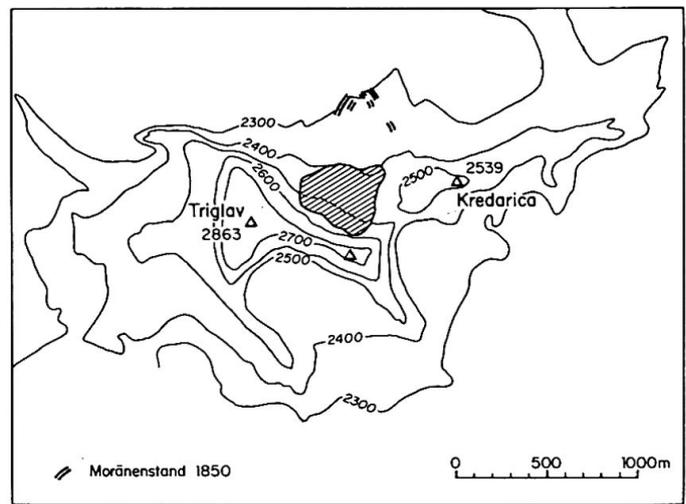


Fig. 14 Der Gletscher am Triglav (Julische Alpen, Jugoslawien) (nach Sifrer 1963).

### 2.3. Die vergletscherten Gebirge des Balkans (Karte 1 und 2) (Höhen der regionalen Schneegrenzen)

Vergletscherte Gebirge	Höhe m	Schneegrenzen		Obere Waldgrenze	Literatur
		Würm	Rezent		
<i>Griechenland</i>					
1. Kreta, Madara-Berge	2410	Keine			Creutzburg 1928, Poser 1957
2. Kreta, Psiloriti (Ida)	2500	Vergletscherung			Creutzburg 1928, Poser 1957
3. Taygetos (südl. Peloponnes)	2409	2100?		2000—	Mauil 1921, Klebelsberg 1931
		2200		2100?	Eigene Folgerung
4. Kyllene (Ziria)	2375	2100?			Mauil 1921, Mistardis 1937
5. Chelmos	2355	2100?		2000—	Mauil 1921, Mistardis 1937
				2100	
6. Erymanthos (Olonos)	2224	2100?			Mauil 1921, Mistardis 1937
7. Parnass	2459	2200			Mauil 1921, Klebelsberg 49
8. Ghiona (östl.)	2510	2050—			Mauil 1921
		2100			
Vardussia (westl.)	2495	2100?			Mauil 1921
9. Oeta (östl.)	2153	1950			Mistardis 1952
Oxya (westl.)	1926	1900			Mistardis 1952
10. Kaliakuouda	2104				Klebelsberg 1949
		über			
11. Tymphrestos (Pindos)	2319	2200			Klebelsberg 1932, 1949
12. Tsumerka (Pindos)	2393				Sestini 1933, Osswald 1938,
13. Peristeri (Pindos)	2295	1900—			Klebelsberg 1949
		2000			
Kakarditsa (Pindos)	2429				
14. Tymphi (Pindos)	2497				
15. Smolikas (Lyggos)	2637	2200		1900—	Mistardis 1937
				2000	
16. Grammos (Lyggos)	2522	2100			Nowack 1929
17. Olymp	2918			2000—	Cvijic 1908, 1908
				2100	
		2300			Louis 1933, Mauil 1921
		2350			Wiche 1955/56
		2400			Eigene Beobachtungen
18. Voras-Geb. oder Kaimakcalan (Nidzge Pl.)	2524	2100?			Mauil 1921

Vergletscherte Gebirge	Höhe m	Schneegrenzen		Obere Waldgrenze	Literatur
		Würm	Rezent		
<i>Albanien</i>					
30. Lunxheries	2160	1900			Louis 1926, Nowack 1929
Nemercka	2500	1900			Louis 1926, Nowack 1929
31. Küstenkette Lungara (Cika und Kiores)	2045	1900			Nowack 1929, Klebelsberg 1949
Griva	2130	1900			Nowack 1929
32. Tomor-Gebirge		1900— 2000			Nowack 1929
33. Ostravica	2385	2100			Nowack 1929
34. Gur i Topit	2379	2000			Nowack 1929
35. Polissi-Gebirge	1978				
36. Jablanica und Shebenikut	2270	1900— 2000			Klebelsberg 1949 und Nowack 1929
37. Alamanit		2000			Klebelsberg 1949
38. Mirdita	2150	1900			Nowack 1929
39. Prokletije (Nordalbaner Berge)	2692	1700— 1800		1800— 1900	Nowack 1929, Leutelt 1932
<i>Jugoslawien</i>					
50. Perister (Baba-Pl.)	2532	2000?			Milojevic 1934
51. Jakupica (Geb. südl. Skopje)	2550	2000 1650			Louis 1933 Jovanovic 1928
52. Korab	2764	2300			Nowack 1929
53. Sar Planina	2747	2000		1800— 1900	Nikolic 1912, Cvijic 1917, Markovic 1962, Blumenthal 1964
Koritnik (in der Sar Planina)	2764	2300			Nowack 1929
54. Mokra Planina	2155				
55. Kopaonik	2140	1900			Cvijic 1908, Jaranoff 1940
56. Golija	1925	1900?			Klebelsberg 1949
57. Maglic, Volujak, Bioc	2395	1600— 1700?		?1500 ?1900	Cvijic 1900, 1908 Bauer 1934, Kayser 32
58. Durmitor Gebirge und Plateaus westl., nördl. und östl. von Niksic-Savnik	2528	1800— 2050 1550 1500			Hassert 1901, Sobajic 1926 Kayser 1932, Louis 1933 Milojevic 1951 Eigene Beobachtungen
59. Lukavica, Sinjajevina	2203	1600— 1700?			Kayser 1932 Milojevic und Borivoje 1935
60. Komovi	2484				Milojevic und Borivoje 1935
Visitor	2174				
61. Maganik	2139				
62. Lovcen	1759	1300— 1400			Hassert 1901, Cvijic 1904, Liedtke 1962 Eigene Beobachtungen
63. Orjen	1895	1300— 1400		1800— 1850	Penck 1900, Sawicks 1910/II, Ridanovic 1961, Rathjens 1960 Eigene Beobachtungen
64. Lebrsnik	1859	1600			Klebelsberg 1949
65. Velez-Gebirge	1969	1600?			
66. Bjelasnica, Visocica	2067	1800		1750—	Cvijic 1900 und 1908, Louis
Treskavica, Lelija	2088	1900		1800	1933, Klebelsberg 1949
Stog	2014				
67. Prenj Planina	2155	1500 (1200— 1700)		1750	Milojevic 1934, Roglic 1939,
68. Cvrstica (nördl.) Cabulja (südl.)	2228 1780 (1000—1700)	1600?			Klebelsberg 1949, Roglic 1959

Vergletscherte Gebirge	Höhe m	Schneegrenzen Würm	Rezent	Obere Wald- grenze	Literatur
69. Biokovo Planina (Sveti Jure)	1762	ca.1600			Roglic 1935
70. Cincar, Radusa	2006	1700			Klebelsberg 1949
71. Vranica Planina	2107	1800		1700	Louis 1933, Cvijic 1908
72. Troglav	1913	1500			Louis 1933, Klebelsberg 1949
73. Sator	1872	1500			Klebelsberg 1949
74. Velebit	1758	1500		1500	Klebelsberg 1949
75. Kapela-Gebirge	1533				
76. Krainer Berg	1796	1600			Krebs 1924
77. Steiner Alpen, Skuta	2532	ca.1700	>2800		Lucerna 1906, Melik 1932, Louis 1933, Srbik 1941, Kle- belsberg 1952
78. Triglav	2863		>2800	1800	Sifrer 1963
79. Koralpe	2141	1700— 1800			Beck-Mannagetta 1953

### Bulgarien

90. Osogavska Pl. (Ruen oder Rujen)	2227				
91. Rila-Gebirge	2925	2200	3000	?2000	Cvijic 1898, 1908, 1917, Louis 1930, Annaheim 1939
92. Pirin-Gebirge	2920	2300 2100		1900	Louis 1930, 1933, Cvijic 1908
93. Rhodope-Gebirge	2187			1850	
94. Jumrukcal (Balkan)	2373	2300?			Louis 1933
95. Vitosa (Sofia)	2286	2200		1850	Louis 1933
96. Midzor (Stara Pl. oder westliches Balkangebirge)	2169	2200			Louis 1933

## 3. Die Schneegrenzen der Apenninen-Halbinsel

### 3.1. Die würmeiszeitliche Schneegrenze (Karte 1)

Obschon die Gebirgsvergletscherungen im italienischen Raum eingehend untersucht worden sind, bleiben noch zahlreiche Probleme offen:

– Auf Widersprüche stoßen wir in Korsika, wo die Schneegrenze von Lucerna auf 1650 und von Dresch auf 1800 m festgelegt wurde (360, S. 298). Auffallend ist die bedeutende Vergletscherung auf den Ostseiten im Unterschied zu der schwächeren glazialen Formung auf den Westseiten. In N–S streichenden Gebirgen werden die Schneeanreicherungen in Leelage zu einem wichtigen Element der Oberflächenformung. (Vgl. Taygetos im Peloponnes.)

– Daß die höchsten Gipfel Sardinien und Siziliens eine schwache Vergletscherung erfahren haben, ist wenig wahrscheinlich. Einseitige Nivationsformen sind aber denkbar, auch wenn die Gebirge die Schneegrenzfläche nicht erreicht haben.

– Die Auseinandersetzung um die Vergletscherung des Aetna ist durch Paschinger geklärt worden (258). Es darf jedoch als gesichert gelten, daß der Aetna zur Würmeiszeit nicht die jetzige Höhe er-

reicht hat. Deshalb die Schwierigkeiten und Mißerfolge in den bisherigen glazialmorphologischen Untersuchungen.

– Der Schneegrenzverlauf ist in Süditalien noch wenig gesichert, tritt aber nordwärts in immer besser untersuchte Gebirgsräume ein.

– An der französisch-italienischen Riviera haben wir sozusagen die Nahtstelle zwischen dem relativ stark abgekühlten Vergletscherungsgebiet der Alpen und dem relativ schwach abgekühlten Mittelmeer (Flohn in 48, S. 219). In dieser Zone instabiler Temperaturschichtung bildete sich ein wolken- und niederschlagsreiches Lokalklima aus, das die außerordentlich niedrigen Schneegrenzen von 1200 m und weniger im Küstenraum von Genua erklärt.

– Die Frage ist gestellt, ob wir tatsächlich von den Höhenzügen des ligurischen Apennins bis ins Zentrum der Po-Ebene einen Schneegrenzanstieg von 400–600 m zu erwarten haben, gemäß der Zunahme des kontinentalen Klimacharakters (Woldstedt 1958: Eiszeitliche Schneegrenze in der westl. Po-Ebene 1600–1800 m). Die Ergebnisse aus den Luganer Bergen mit einer tiefsten würmeiszeitlichen Schneegrenze von 1600 m (155) scheinen diesen Anstieg zu

bestätigen. Dagegen ist der Schneegrenzwert 1400 m vom Monte Grappa (Höhe 1775 m, Vorberg am Rande der Po-Ebene) außerordentlich niedrig. Vielleicht ist diese Angabe nach den beschriebenen Gletschern doch etwas zu tief gegriffen (157). Wir haben auf unserer Schneegrenzkarte die gesamte Po-Ebene zwischen die Schneegrenze 1500 m im Raum Genua und Venedig und 1800 m im Randgebiet der Alpenvergletscherung eingeordnet. Diese 300-m-Differenz bedeutet den Schwankungsbereich der Schneegrenzfläche am südlichen Alpenrand. Jedenfalls bewirkte die kaltzeitliche Trockenlegung der nördlichen Adria eine engere klimatische Verbindung der Po-Ebene mit Istrien und Dalmatien. Dementsprechend verlaufen die niedrigen Isochionen von der Balkanhalbinsel westwärts in die Po-Ebene hinein. Ob sie hier eine lokale Kulmination beschreiben und zurückschwenken, oder ob sie den Alpenkörper umfahrend nach Osten laufen, lassen wir offen (Karte 1).

– Die südlichsten alpinen Eiszeitgletscher sind in den Alpes maritimes nachgewiesen, nur wenig südlicher als die letzten rezenten Gletscherflecken. Die Endmoränen liegen in den Tälern der Vesubie und Roja auf ca. 800 m (153). Von hier weg geht die Schneegrenze kontinuierlich auf den ligurischen Apennin über.

– Ebenfalls von den Pyrenäen verläuft eine geschlossene Schneegrenzfläche dem Küstengebirge entlang bis zum Ligurischen Apennin. Mindestens die 1600-m-Isochione müssen wir vom Nordrand der Iberischen Halbinsel ostwärts in das Mittelmeer abschwenken lassen und nicht nordwärts in den vergletscherten Alpenraum hineinziehen (Karte 1).

– Als Ganzes fällt uns auf der italienischen Halbinsel der Schneegrenzanstieg von W nach E auf. Es ist aber äußerst schwierig, die Schneegrenzen den einzelnen Gebirgsrichtungen anzupassen. Zum ersten stören die großen Expositionsdifferenzen zwischen N und S (vgl. Gran Sasso, Fig. 19) die Ermittlung einer eindeutigen Schneegrenze. Zum zweiten müssen wir bezweifeln, ob die aus der Literatur bezogenen Werte durchwegs eine regionale Gültigkeit haben. Sollte in Zukunft der Formenwandel von W nach E an einigen Querprofilen genauer untersucht werden, sind Korrekturen unserer Schneegrenzkarte von 100 bis maximal 200 m zu erwarten.

### 3.2. Die rezente Schneegrenze (Karte 2)

— Im nachfolgenden Verzeichnis haben wir die äußersten rezenten Gletscher am SW- und SE-Rand der Alpen zusammengestellt. Es sind alles Gletscherflecken des pyrenäischen Typus. Das heißt: Eine eigentliche Zunge ist nicht ausgebildet, sie liegen in ausgesprochener Wandfuß- oder Muldenlage, die

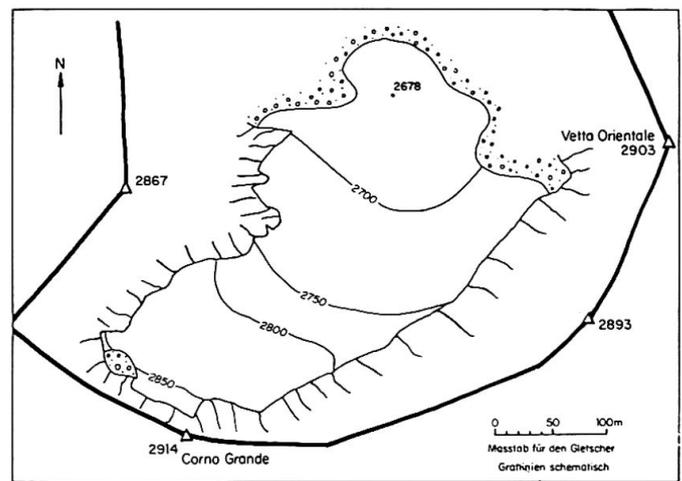


Fig. 15 Der Calderone-Gletscher am Gran Sasso d'Italia. Der südlichste Gletscher Europas (nach Tonini 1963).

Breite ist oftmals größer als die Länge, die Fläche ist klein und die Exposition durchwegs N bis E. Da sie alle in extremer Gunstlage auftreten (Wandfuß, Leelage, Ernährung durch Lawinen und Schneerutsche, usw.) ist die Ableitung einer rezenten Schneegrenze äußerst schwierig oder sogar unmöglich (54). Sie reagieren heftig und rasch auf zugeführte Schneemengen und Temperaturveränderungen und sind deshalb ideale Anzeiger der geringsten Zirkulations- und Klimaschwankungen (349).

Besonders instruktiv ist der Calderone-Gletscher am Gran Sasso (Geographische Breite  $42^{\circ} 28'$ ; Exposition NNE; Länge 390 m, max. Breite 230 m, Fläche 6,2 ha; siehe Fig. 15). Tonini hat diesen südlichsten Gletscher Europas klimatologisch und glaziologisch hervorragend bearbeitet (339). Auf eigenen Begehungen konnten wir uns wiederum von der außerordentlichen Gunstlage überzeugen, die die Existenz des Gletschers weit unterhalb der klimatischen Bedingungen einer regionalen Schneegrenze erlaubt. Es ist nach unserer Meinung nicht richtig, eine rezente regionale Schneegrenze, repräsentativ für den gesamten Gran Sasso und die höchsten Gipfel der Abruzzen, irgendwo auf dem Gletscherareal zu fixieren (339). Wir haben die Höhenlage der Sommertemperaturen mit verschiedenen Temperaturgradienten berechnet, die großen Expositionsdifferenzen beurteilt, die lokalmorphologische Begünstigung berücksichtigt und schließlich eine regionale Schneegrenze von 3100 m festgelegt (vgl. Seite 191).

– Zuletzt erwähnen wir noch die perennierenden Firn- oder Altschneeflecken am Fuß der 500 m hohen Monte-Cinto-N-Wand auf Korsika in einer Höhenlage von 1870–2030 m. Solche Vorkommen sind aber zweifelhaft und für eine Schneegrenzbestimmung bedeutungslos.

Als Ganzes gibt uns die Apenninen-Halbinsel mit den wenigen Gletscherflecken keine genügende

Grundlage zur Darstellung eines rezenten Schneegrenzverlaufes. Die einzigen Hinweise erhalten wir am Alpenrand und im Gran Sasso. Weiter im Süden zeigt uns der 3274 m hohe Aetna an, daß die Schneegrenze bedeutend über dem Gipfelniveau liegen muß.

### 3.3. Die Schneegrenzdepression

Die Differenz von der rezenten zur letzteiszeitlichen

Schneegrenze kann auf der Apenninenhalbinsel praktisch nur an einem Punkt, am Gran Sasso, mit einiger Sicherheit bestimmt werden. Die würmeiszeitliche Schneegrenze wurde von verschiedenen Autoren mit 1800 m bezeichnet, die rezente nehmen wir auf 3100 m an, folglich ergibt sich eine Depression von 1300 m. Dieses Ergebnis entspricht genau der Sierra Nevada und dürfte ebenfalls mit den Verhältnissen in den Gebirgen Montenegros übereinstimmen.

### 3.4. Die vergletscherten Gebirge der Apenninenhalbinsel (Höhen der regionalen Schneegrenzen)

Vergletscherte Gebirge	Höhe m	Schneegrenzen Würm	Rezente	Obere Wald- grenze	Literatur
<i>Sardinien und Korsika</i>					
1. Monti del Gennargentu (Sardinien)	1834			1800?	
2. Monte l'Incudine	2136				
3. Monte Rotonde (Paglia Orba, M. Renoso)	2629	1650			Lucerna 1911
4. Monte Cinto (Corona)	2710	1800		1800	Dresch 1941 (Zit. nach Woldstedt 1958), Heybrock 1954, Letsch 1956
<i>Sizilien</i>					
5. M. Madonie	1975				N: 2080 { Vagliasindi 1948, Cucuzza-Silvestri 1949, Klebelsberg 1949, Maier 1936, Paschinger 1956 Büdel 1952
6. M. Nebrodi	1845				
7. Aetna	3274				
<i>Apenninenhalbinsel</i>					
8. Aspromonte (Montalto)	1958				Paschinger 1956, Sacco 1941
9. Sila (Botte Donato)	1929				Sacco 1941
10. Monte Pollino	2271	ca.2000		2100—	Klebelsberg 1932, Suter 1939,
Geb. westlich Castrovillari	1986			2200	Woldstedt 1958, Sacco 1941
11. Basilicata, Volturino	1836				Lorenzo e Dainelli 1923
Sirino-M. del Papa	2005	1800—			Sacco 1941, Suter 1939,
		2000			Paschinger 1956
12. M. Miletto (Matese)	2060	1800			Lorenzo e Dainelli 1923
13. Monti Marsicani					
M. Greco	2283	1700—			Suter 1933, 1935, 1940, Klebelsberg 1930—1949, Gortani 1930, Sacco 1941
La Meta-Petroso	2241	1900			
Montagna grande	2208				
14. Monti Simbruini					
M. Viglio	2156	ca.1750			gleich wie Nr. 13, Suter 1939
M. Cantari	1913				
15. M. Velino	2487				gleich wie Nr. 13
M. Sirente	2349	ca.1800			
16. Terminillo	2213	ca.1800			Demangeot 1965
17. Majella, M. Amaro	2795	1800—			Suter 1939
		2000			Demangeot 1965
18. Gran Sasso	2912	1800	3100		Suter 1940, Klebelsberg 1949, Tonini 1963, Demangeot 1963, 1965, eigene Beobachtungen, Furrer 1966
				1800	

Vergletscherte Gebirge	Höhe m	Schneegrenzen		Obere Waldgrenze	Literatur
		Würm	Rezent		
19. M. Sibellini, Vettore	2473	1825			Klebelsberg 1933, Suter 1939, Scarsella 1945, Demangeot 1965
Monti della Laga	2422	1900			Suter 1939, Sacco 1941, Demangeot 1965
Region Toskana, Zentr. Apennin					Sacco 1941
20. M. Falterona	1654	—	—		
Alpe della Luna	1454	—	—		
Gruppo del Catria	1702	—	—		
21. Alpe Apuane, M. Pisanino	1946	1300— 1500			Paci 1935, Suter 1936, 1939, Sacco 1941, Beneo 1945, Klebelsberg 1949
Tosk.-emilianischer Apennin					
22. M. Orsaro	1830	ca.1500	} zum Teil einseitige Schneegrenzen und nicht regionale		Suter 1939
M. Sillara	1812	1350?			Sacco 1941
Alpe di Succiso	1978	1350— 1550			Losacco 1949
La Nuda	1894	1500— 1650			Klebelsberg 1949
M. Prado-Cusna	2120	1450— 1600			
M. Giovo-Alpe Tre Potenze	1940	1550			
M. Cimone	2164	1500— 1700			
23. M. Gottero	1640	1400?			
24. M. Ragola	1780	1300— 1350			Sacco 1941
M. Maggiorasca	1803	1350— 1500			Losacco 1949
M. Penna-Ajona	1735	1300— 1400			
25. M. Lesima	1724	—	—		Sacco 1941
M. Ceppo	1637	—	—		
26. Gruppo dei Voltri M. Beigua	1287	1100— 1200			Sestini 1937, Suter 1937, Klebelsberg 1949
27. M. Settepani	1391	—	—		Sacco 1941
M. Ceppo	1637	—	—		

28. Die südlichsten rezenten Gletscher im W der Alpen (53)

Italienische Meeralpen zw. 44° 07' und 44° 07' 40" N.

29. Die südlichsten rezenten Gletscher im E der Alpen (53)

Julische Alpen Italiens auf 46° 21' 50" N

	28. Die südlichsten rezenten Gletscher im W der Alpen (53)					29. Die südlichsten rezenten Gletscher im E der Alpen (53)					
	Höchste Kote des Gletschers	Stirnhöhe	Länge	Breite max.	Fläche in ha	Höchste Kote des Gletschers	Stirnhöhe	Länge	Breite max.	Fläche in ha	
1. Clapier	2750	2586	360	135	30	1. Prestrelenig	2260	2132	300	300	4,5
2. Peirabroc	2700	2584	154	95	10	2. Ursic	2331	2172	200	400	4,5
3. Maledia	2800	2590	130	130	20	3. Canin E.	2330	2150	300	400	9,5
4. Muraion	2700	2584	229	156	14	4. Canin W.	2400	2270	300	600	9
5. Ciafraion	3000	2800	145	100	5						
6. Gelas	2800	2590	170	230	20						

## 4. Die Schneegrenzen auf der Iberischen Halbinsel

### 4.1. Die würmeiszeitliche Schneegrenze (Karte 1)

Die würmeiszeitlichen Gebirgsvergletscherungen in Spanien und Portugal sind im einzelnen sehr gut untersucht und in mehreren Arbeiten zusammengefaßt worden (246, 240, 169, 179, 322).

– Im Süden hat die Sierra Tejada zur Diskussion Anlaß gegeben, ob die Formen im Gipfelbereich als glazial anzusprechen sind oder nicht (149, 314). Die Frage ist nicht eindeutig entschieden, doch sind auch keine großen Änderungen im allgemeinen Schneegrenzverlauf zu erwarten. Da es sich nur um Nivationsformen handeln kann, ist die Schneegrenze ohnehin auf oder knapp über dem Gipfelniveau zu erwarten. Weil sie aber sicher niedriger ist als in der Sierra Nevada, ist der Schwankungs- und Fehlerbereich eng begrenzt. Im weiteren ist die ansteigende Schneegrenze gegen den kontinentalen Klimaraum Südostspaniens durch Lautensach in der Sagra Sierra eindeutig belegt (170).

– Im kantabrischen Gebirge sind in mehreren Arbeiten erstaunlich niedrige Schneegrenzen nachgewiesen worden. Lotze 1962: «In der Valnera-Gruppe erreichte die pleistozäne Schneegrenze mit 1350 m den absolut niedrigsten Wert innerhalb der gesamten Iberischen Halbinsel» (179, S. 15 und 17). Aber schon ein Jahr später ist dieses Ergebnis von Kopp aus der Sierra de Aralar unterboten worden. Doch müssen wir die Schneegrenzhöhe von 1050 m in Frage stellen, da das Bestimmungsverfahren des Autors kaum einen regionalen Mittelwert ergibt (161). Immerhin enthalten diese neuen Höhenangaben wichtige Hinweise auf die lokalen Klimaverhältnisse der Kaltzeiten. Eine vorwiegend meridionale Zirkulation hat dem Nordhang des kantabrisch-pyrenäischen Gebirgszuges einen verstärkten Niederschlag gebracht. (Eine Auffassung, die von früheren Autoren abgelehnt wurde, 238.) Nur unter dieser Annahme ist die kräftige Herabsetzung der Schneegrenzfläche zu verstehen, die selbst unbedeutende Vorberge anschnitt und vergletscherte.

– Die Pyrenäen sind von zahlreichen Autoren bearbeitet worden, wobei wir vor allem die zusammenfassenden Darstellungen von Nußbaum erwähnen müssen. Zu wenig präzise scheint uns die Frage abgeklärt, wie sich die Schneegrenzen am Ostrand der abtauchenden Gebirgskette verhalten. Denn hier fällt die Entscheidung, ob und wie hoch sie nordwärts gegen die Alpen oder ostwärts in den Mittelmeerraum weiterzuführen sind. (Die zwei Auffassungen graphisch dargestellt in 179 und 240; vgl. ferner das Kapitel über den Schneegrenzverlauf auf der Apenninen-Halbinsel.)

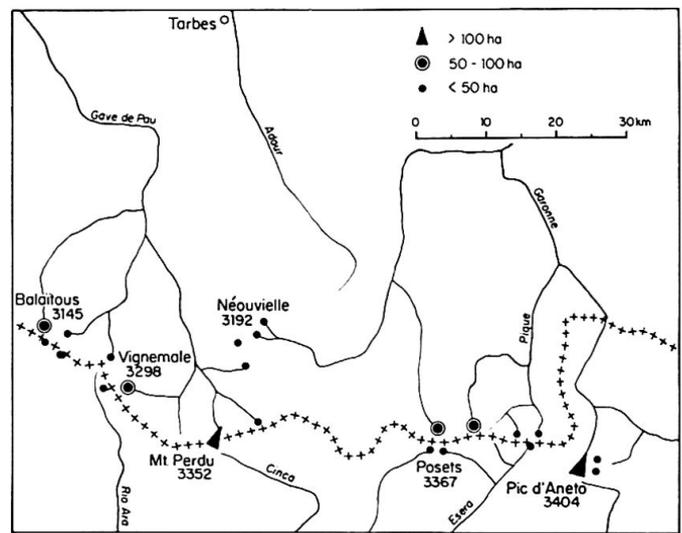


Fig. 16 Die Gletscher der Pyrenäen (nach F. Taillefer 1958).

### 4.2. Die rezente Schneegrenze (Karte 2)

– In der Sierra Nevada können wir kaum mehr vom südlichsten Gletscher Europas sprechen. Der kleine Firnflack am Fuß der Veleta-Wand liegt mehr als 600 m unterhalb der regionalen Schneegrenze. Die Abhängigkeit von kleinsten Klimaschwankungen ist außerordentlich groß, und es ist sehr wohl möglich, daß es auch wieder einmal zu einer verstärkten Eisbildung kommen kann.

– Die zahlreichen Gletscher und Gletscherflecken der Pyrenäen haben wir nach Angaben von Taillefer in Fig. 16 zusammengestellt (335, 280). Neben tief hinabreichenden, alpin anmutenden Kar- und Talgletschern (z. B. Oulettes de Gaube, Vignemale usw.) herrschen die Gletscherflecken des pyrenäischen Typus vor. Viele von ihnen werden durch Schneeanwehungen ernährt, zeigen kaum eine Gliederung in Nähr- und Zehrgebiet, reagieren auf Klimaschwankungen rasch und heftig und sind mit ihrem Areal an eine streng begrenzte Gunstlage gebunden. Diese Tatsachen sind bei der Schneegrenzbestimmung zu berücksichtigen, selbst wenn kleine südexponierte Gletscherflecken ideale Voraussetzungen für die Festlegung eines Mittelwertes zu bieten scheinen. Im gesamten steigt die rezente Schneegrenzfläche von W nach E kräftig an, das heißt, von ca. 3000 m westlich des Vignemale bis über 3200 m östlich des Pic d'Aneto.

### 4.3. Die Schneegrenzdepression

In der Sierra Nevada haben wir einen Depressionsbetrag von mindestens 1300 m bestimmt (204). Im Raum der rezent vergletscherten Pyrenäengipfel

kommen wir ebenfalls auf Werte, die 1200 m und mehr betragen (vgl. Karte 1 und 2). Nußbaum hat zwar einen Wert von 1000 m vertreten, doch ist die rezente Schneegrenze mit 2800 m zu niedrig ange-

setzt (240). Die neuen Schneegrenzdepressionen von 1200–1300 m fügen sich ausgezeichnet in die übrigen Ergebnisse des westlichen und nördlichen Mittelmeerraumes ein.

#### 4.4. Die vergletscherten Gebirge der Iberischen Halbinsel (Höhen der regionalen Schneegrenzen)

Vergletscherte Gebirge	Höhe m	Schneegrenzen		Obere Waldgrenze	Literatur
		Würm	Rezent		
1. Sierra Nevada	3478	2500	3350	2100— 2300	Obermaier 1916 Obermaier 1921, Sermet 1942, Garcia Sainz 1943, Paschinger 1954
2. Sierra Tejada	2135 2065	2350 2000?	3650		Eigene Beobachtungen Klebelsberg 1928, 1949, Sermet 1934
3. Sagra Sierra	2381	2500		2050	Lautensach 1958
4. Sierra da Estrela	1991	1650	2750		Lautensach 1929, 1942
5. Sierra de Gata	2400	1700			} Klebelsberg 1949, Solé Sabaris 1952 (weitere Literatur zitiert)
6. Sierra de Béjar (Calvitero)	2404	1700			
7. Sierra de Gredos (Pico de Almanzor)	2661	1800— 1900			Obermaier 1916, 1932; Ober- maier und Carandell 1917, Solé Sabaris 1952.
8. La Serrota	2294	1900			gleich wie Nr. 7
9. S. de Guaderrama	2430	1900— 2100 1900 1950— 2000		2150?	Obermaier und Carandell 17, Wernert 1932. Solé Sabaris 1952 Fränzle 1959
Somosierra	2262	1900			Fränzle 1959
Cuerda Larga	2383	1900— 2000			Wernert 1932, Obermaier und Carandell 1917
10. Sierra de Moncayo	2316	1950			} Carandell y Llarena 1922, Ober- maier 1932, Lopez y Riba 1957, Solé Sabaris 1952, Lotze 1962
11. Sierra de Urbion Sierra de Neila	2246	2000 2000			
12. Sierra de la Demanda	2305	1900			Vosseler 1931
13. Sierra Segundera (P. Trevin- ca, el Teleno)	2188	1650— 1800			
Peña Negra	2112				
14. Cabeza (Sierra de Queija)	1788				Hernandez Pacheco 1949 (zit. nach Lotze 1962)
15. P. Pajaro (Sierra Caurel)	1624				
16. S. de Ancares (Cuiña)	2004	1500			Nußbaum und Gygax 1953
17. Peña Rubia, P. Ubiña	2417	1500			Nußbaum und Gygax 1953
18. Peñas Faro, Mampadre		1600			Nußbaum und Gygax 1953
19. Picos de Europa	2665	1400— 1500			Obermaier 1914, 1921; Nuß- baum und Gygax 1953
20. Gebirge von Reinosa	2140	1700			Hernandez-Pacheco 1944, Lot- ze 1962
21. Valnera	1707	1350		1500?	Lotze 1962
22. S. de Aralar	1427	1050?	2400		Kopp 1963
23. Pic d'Anie	2504	1700— 1800	unter 3000	2200	Nußbaum 1928, 1930, 1936 Obermaier 1921
24. Mt. Perdu	3352				Plandé 1939
Rezente Gletscher (Fig. 16):			über 3000		Garcia Sainz 1940 Klebelsberg 1949
a) Gruppe Balaïtous (Glaciers de la Néous)	3145				Alimen 1950 Solé Sabaris 1952
b) Gruppe Vignemale	3298				Nußbaum und Gygax 1953

Vergletscherte Gebirge	Höhe m	Schneegrenzen		Obere Waldgrenze	Literatur
		Würm	Rezent		
(Glacier d'Ossoue, Oulettes de Gaube)					} Taillefer 1958 Woldstedt 1958
c) Gruppe Mt. Perdu-Gavar-nie-Néouville	3352				
d) Gruppe Posets-Luchonnais (Seil de la Baque)					
25. Pic d'Aneto (Maladetta)	3404		über 3000	2200—2300	
Rezente Gletscher (Fig. 16)					
26. Puigmal und Canigou	2909	2200		2300	
27. Sierra de Cadi	2638	2100		2300	

## 5. Die Schneegrenzen in Nordafrika

### 5.1. Die würmeiszeitliche Schneegrenze (Karte 1)

– Hoher Atlas: Im Toubkal haben Dresch, Mensching und Awad die würmeiszeitliche Schneegrenze festgelegt (68, 200, 7). Dresch auf 3600–3700 m, Mensching auf 3400–3500 m und Awad sogar unter 3300 m. Im Massiv des M'Goun beträgt sie 3500–3600 m (354, 201) und sinkt dann gegen die Höhen des Ayachi auf 3300–3200 m ab. Lage, Küstenabstand und orographische Verhältnisse sind für diese Schwankungen der Schneegrenzfläche verantwortlich (201). Erstaunlich ist aber, daß im Toubkal keine eindeutigen Moränen gefunden wurden und die Schneegrenze bloß nach der Höhenlage von Kar- und Nivationsformen bestimmt wurde (200, S. 23), währenddem im M'Goun sichere Moränensysteme zur Verfügung standen (354, 201, 202). Einzig Heybrock vertritt die Auffassung, daß echte Moränen auf der N-Seite des Toubkal (Mizane-Tal in 2800–3000 m Höhe enden (130). Interessant, aber bloß hypothetisch ist die Aussage Embergers, daß die Schneegrenze nach Westen absinkt und über den letzten Gebirgsausläufern 2900 m betragen soll (74, zit. nach 200).

– Mittlerer Atlas:

Eindeutige Glazialformen sind vorhanden, die Schneegrenze von 2900–3000 m kann als gut gesichert gelten.

– Rif:

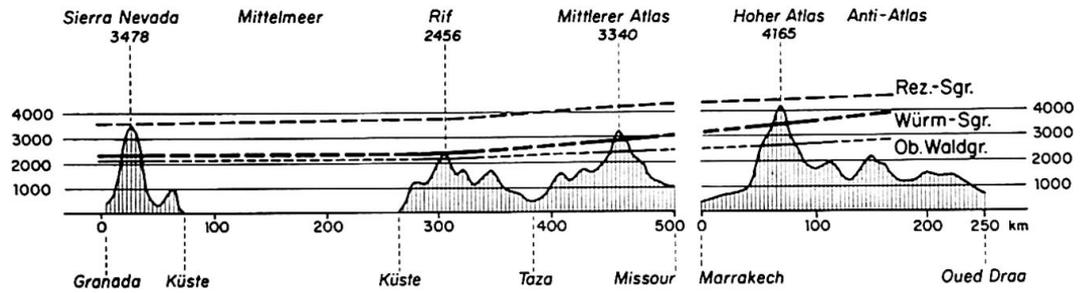
Hier müssen wir die Schneegrenze von 2300 m nach den Beschreibungen Menschings (1955) in Frage stellen (201). An den höchsten Erhebungen (2456 m) wurden keine eindeutigen Glazialformen beobachtet, unter Vorbehalt dienen firnmuldenähnliche Erscheinungen in Südexpositionen als Grundlage der Schneegrenzbestimmung. 1960 erhalten wir von Mensching folgenden Bericht: «Eine Vergletsche-

rung der Tidirhin-Kette (2450 m) mit Moränenbildung ist nicht festzustellen, und alle vorhandenen Formen (Terrassen, glacier rocheux) lassen sich unter solifluidal-fluviatilen Bildungsbedingungen entstanden erklären. Große Hangnischen treten im westlichen Rif häufig auf, und für ihre Entstehung als «niche de nivation» dürften wohl kaum Beweise vorliegen, zumal ihre Entstehung als Quellnischen sicher erscheint (Quellhorizont in tonig-mergeligem Gestein)» (202, S. 168). Mit dieser Formulierung ist der Hinweis auf eine bedeutend höhere Schneegrenze gegeben. Im übrigen würde eine Schneegrenze von 2300 m nur sehr schlecht in ein Querprofil Sierra Nevada – Hoher Atlas hineinpassen. Die regionale Schneegrenze liegt in der Sierra Nevada auf 2350 m (204), im Mittleren Atlas auf 2900–3000 m. Warum sollte die Schneegrenze im Rif niedriger sein als in der Sierra Nevada? Im übrigen zeigt der Rif mit seiner Lage ganz ähnliche klimatische Verhältnisse wie die Sierra Nevada, abgesehen von der um ca. 2° südlicheren Breite. Nehmen wir einen Schneegrenzanstieg von 100–200 m an, so dürften wir uns in der richtigen Größenordnung bewegen. Das heißt: Die Schneegrenzfläche wölbt sich im Rif knapp über die Gipfelhöhen hinweg, vereinzelt Nivationsformen in Gunstlage wären denkbar (Fig. 17).

Algerien:

Mit den Untersuchungsergebnissen in Kabylien (Djurdjura 2308 ) von Barbier, Cailleux und Büdel (10, 34, 40) ergeben sich äußerst interessante Aspekte für den Schneegrenzverlauf im westlichen Mittelmeerraum. Barbier-Cailleux ermittelten die Schneegrenze auf 1900 m; Büdel hat bei einem späteren Kontrollgang die regionale Schneegrenze auf 2100 m, vielleicht sogar etwas darüber, festgelegt. (Nach einer freundlichen schriftlichen Mitteilung vom 8.6.66.) Erstaunlich sind aber die niedrigen

Fig. 17 Schneegrenzen und Waldgrenzen im westlichen Mittelmeerraum. Das Profil ist zwischen Mittlerem und Hohem Atlas um 400 km nach WSW versetzt.



Höhenlagen der nordseitigen Endmoränen, währenddem die Südseite unvergletschert blieb. Barbier-Cailleux geben 1270 und 750 m an, Büdel bezeichnet drei größere Gletscherenden bei 1600, 1200 und 1000 m. Auf die bedeutende Expositionsdifferenz werden wir auf Seite 188 zurückkommen. Übernehmen wir den regionalen Schneegrenzwert von 2100 m, so ist er immer noch bedeutend niedriger als im Rif. Diese Differenz ist aber durch orographische und klimatische Tatsachen ohne weiteres zu erklären. Zum ersten stehen die algerischen Küstenketten nach Westen offen (Unterschied zum Rif und zur Sierra Nevada), und die strahlungsgeschützte Nordseite ist durch den maritimen Einfluß zugleich temperatur- und niederschlagsmäßig begünstigt. Zum zweiten liegt die Djurdjura bedeutend nördlicher als der Rif, ungefähr auf der Breite der umstrittenen Sierra Tejada in Andalusien, die in ähnlicher orographischer und klimatischer Stellung mit einer Gipfelhöhe von 2135 m die Schneegrenzfläche ganz knapp oder gerade nicht mehr erreicht, das heißt, die beiden Gebirge sind durch ein gleiches Schneegrenzpaar zu verbinden (Karte 1). Zum dritten aber wird die Zyklonenstraße Gibraltar durch die Depressionen Biskaya – Südfrankreich – westlicher Mittelmeerraum verstärkt (34), was sich in den Kaltzeiten noch intensiver auswirken mußte. Alle diese Überlegungen können uns den Einbruch der niedrigen Schneegrenzflächen in die algerischen Küstenketten zwanglos erklären und den Unterschied zu den westlicheren Hochgebirgen ohne weiteres verstehen lassen.

#### Tunesien:

In einer neueren Arbeit (119) werden kaltzeitlich kryonivale Formen oberhalb 600 m nachgewiesen, zum Teil sogar bis auf Meereshöhe (Djebel er Rauf südöstlich Tunis). Glazialspuren fehlen selbstverständlich auch in den höchsten Gipfelregionen (Djebel Chambi 1544 m).

#### 5.2. Die rezente Schneegrenze (Karte 2)

Sämtliche bisher bekannten Schneegrenzwerte sind in Ermangelung von aktuellen Gletschern von einer

Arbeit zur andern übernommen und angeglichen worden. Die Hauptstütze dieses Schneegrenzsystems bildet wohl der Wert 4200 m für den Hohen Atlas, den Dresch und Mensching entsprechend der 0°-Jahresisotherme festgelegt haben (200). Eine eigene Begehung des Hohen Atlas (Gipfelbesteigung des Toubkal 4165 m am 19.10.64) hat uns aber deutlich gezeigt, daß nur einige wenige und unbedeutende Schneeflecken überdauern. Zudem handelt es sich nicht einmal um Eisreste in günstiger Wandfußlage, sondern um verfirnten Altschnee in Lawinenrutschen. Diese Beobachtung wird auch von Dresch bestätigt, der feststellt, daß in einem Couloir in der Nordwand des Tazarharht (westlich der Ouanoukrim-Kette) ein Streifen Schnee und Eis nie ganz verschwindet. Es ist also von keinem Gletscherfleck die Rede, obwohl für solche Vorkommen morphologische Gunstlagen zwischen 3500 und 4000 m vorhanden wären. Daraus erkennen wir im Vergleich mit andern Gebirgen des mediterranen Raumes (Erciyas Dagh, Taurus, Libanon, Sierra Nevada) deutlich, daß die rezente Schneegrenze niemals auf Gipfelhöhe, sondern bedeutend höher liegen muß.

Im weiteren sind wir mit der bisherigen klimatischen Beurteilung des Hohen Atlas nicht einverstanden. Die Annahme Embergers, daß eine maximale Niederschlagszone von 500–600 mm zwischen ca. 1500 und 2800 m liegt, (200, S. 75) wird durch neuere Messungen mit Jahrestotalisatoren eindeutig widerlegt (210).

Die Niederschlagsmessung auf dem Toubkal-Gipfel kann keinesfalls stimmen. Der Pluviometer steht auf dem höchsten Punkt, und in dieser extrem windexponierten Lage ist das Resultat sehr wahrscheinlich negativ verfälscht. Bedenken wir ferner, daß der größte Teil des Niederschlages in fester Form fällt, so muß der Meßfehler ganz bedeutend sein. Aber selbst ohne Korrekturen sind die Niederschlagsmengen auf 4165 und 3200 m Höhe erstaunlich groß, was für die Schneegrenzbestimmung von höchster Bedeutung ist. Daß die Niederschläge auf der Südseite sehr rasch abnehmen, ist eine natürliche Erscheinung. Ihnen entspricht der morphologische Formenwandel.

Station (210)	Höhe m	Geogr. Breite	Mittel der Jahre	Niederschlagsmenge
<i>Nordseite Toubkal</i>				
Arround	1900	31° 07'	1949/50–63/64	514,6 mm
Neltner (Rufuge)	3200	31° 03'	1949/50–63/64	837,3 mm
Toubkal (Gipfel)	4165	31° 03'	1949/50–63/64	636,5 mm
<i>Südseite Toubkal</i>				
Azib Bou Izri	2800	31° 03'	nur 5 Jahre	554,0 mm
Imhilene	2200	31° 02'	nur 8 Jahre	373,6 mm
Imlil	1800	31° 00'	1952/53–60/61	304,9 mm
Amzaourou	1500	30° 53'	1952/53–60/61	228,0 mm

Vergleichen wir dieses Ergebnis mit dem Erciyas Dagh und der Sierra Nevada (Meßfehler nicht korrigiert):

		Rez. Schneegrenze	
Höhe 2000 m, Nordseite:	Hoher Atlas	ca. 520 mm	min. 4500 m
Höhe 2000 m, Nordseite:	Erciyas Dagh	ca. 850 mm	ca. 4000 m
Höhe 2000 m, Nordseite:	Sierra Nevada	ca. 1000 mm	ca. 3650 m

Die Beziehungen zwischen Niederschlagsmengen und rezenten Schneegrenzen zeigen interessante Zusammenhänge. Wie weit die Höhenlage der positiven Sommerisothermen mit dieser Niederschlagsstufung übereinstimmt, können wir noch zu wenig genau beurteilen.

Der Temperaturverlauf wird nach Mensching und Dresch durch die 0°-Jahresisotherme in ca. 4200 m charakterisiert (200, S. 74). Mit Vorbehalt setzt Mensching die rezente Schneegrenze diesem Höhenwert gleich, bemerkt aber ganz richtig, daß aerologische Messungen eher ein niedrigeres 0°-Jahresmittel anzeigen (über Casablanca ca. 3630 m; 200, S. 74), und daß Beobachtungen in der Gipfelregion auf eine höhere rezente Schneegrenze hinweisen. Daraus folgert Mensching, daß wir im Hohen Atlas nicht mit positiven Temperaturen an der Schneegrenze rechnen können. Diese Aussage ist aber ebenso unrichtig wie die Annahme, daß die Niederschläge von der humiden Steineichenzone bis zum Gipfel ständig abnehmen. Wir dürfen den Hohen Atlas keinesfalls in den C-Bereich Seifferts einordnen (313), das heißt: Die Niederschläge des Hohen Atlas sind nicht so gering, daß auf der Schneegrenzhöhe die Temperatur der wärmsten Monate unter 0° C bleibt (vgl. Seiffert, Beispiel: El Misti). Die Messungen Wiches auf dem Gipfel des M'Goun 4070 m zeigen die hohen Sommertemperaturen deutlich an (354, S. 8). Wir können sie auch mit einem großen Temperatur-

gradienten bis zur mutmaßlich hohen Schneegrenze nicht auf Negativwerte reduzieren. Im Hohen Atlas spielen die Sommertemperaturen für die Ablation und die Fixierung der Schneegrenze eine bedeutende Rolle (vgl. Seiffert, Bereich B, Beispiel Pikes Peak), das heißt: Die Sommertemperatur und nicht die Jahrestemperatur wird an der Schneegrenze noch über 0° sein. Damit sind auch die Komplikationen in den Ergebnissen Menschings gelöst: Die Schneegrenze muß bedeutend über der Gipfelhöhe liegen, und die 0°-Jahresisotherme kann das Gebirge ohne weiteres unterhalb 4200 m schneiden. 4500 m scheint uns ein absoluter Mindestwert für die Lage der rezenten Schneegrenze zu sein, nur in dieser Höhenstufung finden die heutigen perennierenden Schneeflecken und die klimatischen Verhältnisse eine sinnvolle Interpretation.

Nach diesem Ergebnis muß auch die von Mensching geschätzte Schneegrenze von 3300 m im Rif in Frage gestellt werden (201). Es ist ja ohnehin ganz unmöglich, daß die Schneegrenze von der Sierra Nevada auf 3650 m zum Rif hin absinkt, höchstens könnten wir auf Grund der ähnlichen klimatischen Lage auf eine gleichbleibende oder nur unbedeutend ansteigende Schneegrenze schließen, was durch die ausgeglichene obere Waldgrenze von ca. 2200 m bestätigt wird (Fig. 17).

Diese neuen Werte sind bei der Festlegung der rezenten Schneegrenze im Mittleren Atlas künftighin

zu berücksichtigen. Dagegen erachten wir die Schätzung Büdels in Kabylien (3300 m) als sehr passend, da sich dieser Wert in Übereinstimmung mit der eiszeitlichen Schneegrenze vom Rif und von der Sierra Nevada gleichsinnig unterscheidet.

### 5.3. Die Schneegrenzdepression (Fig. 17)

	Regionale Schneegrenzen		Schneegrenzdepression m
	Rezent m	Würm m	
Sierra Nevada	ca. 3650	2350	ca. 1300
Rif	ca. 3700	ca. 2500	ca. 1200
Hoher Atlas	min. 4500	ca. 3450	min. 1050
Djurdjura, Kabylien	ca. 3300	2100	ca. 1200

Die aufgeführten Schneegrenzdepressionen sind insofern fragwürdige Werte, als zu ihrer Bestimmung nur geschätzte oder klimatisch unsicher ermittelte

rezente Schneegrenzen zur Verfügung stehen. Eine Tatsache aber tritt deutlich heraus: Die eiszeitliche Schneegrenze steigt von der Sierra Nevada zum Hohen Atlas rascher an als die rezente, oder anders gesagt, die Schneegrenzdepression nimmt von der Sierra Nevada zum Hohen Atlas ab. Würden wir nach Dresch und Mensching eine rezente Schneegrenze von 4200 m annehmen, so wäre die Verminderung von N nach S noch viel ausgeprägter. Die Frage ist gestellt, wie sich die Schneegrenzen im einsetzenden Trockengürtel verhalten. Dieses Problem haben wir an anderer Stelle diskutiert (206). Im Zusammenhang damit wollen wir zwei Folgerungen festhalten:

1. Die Schneegrenzdepression beträgt auch im relativ trockenen Bereich des Hohen Atlas noch mehr als 1000 m (vgl. 359 und 206).
2. Die genauen Depressionsbeträge sind sehr schwer zu ermitteln. Aber ganz eindeutig zeigt sich ein knickartiges Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenzen von der Sierra Nevada zum Hohen Atlas, genauer noch zwischen Rif und Hohem Atlas (Karte 1). In dieser Erscheinung kommt ein rascher Klimawandel unmittelbar südlich des Mittelmeeres zum Ausdruck.

### 5.4. Die vergletscherten Gebirge Nordafrikas (Höhen der regionalen Schneegrenzen)

Vergletscherte Gebirge	Höhe m	Schneegrenzen		Obere Waldgrenze	Literatur
		Würm	Rezent		
<i>Hoher Atlas</i>					
1. Toubkal	4165	3400— 3500	4200	2600— 2700	Dresch 1941 und 1949, Klebelsberg 1949, Mensching 1953 und 1955, Heybrock 1953, Awad 1963
2. M'Goun, Dj. Ouaougoulzat.	4070	3500 3600	4500	3100	Eigene Beobachtungen Mensching 1955 Wiche 1953
3. Ayachi	3751	3200— 3300			Mensching 1955, Klebelsberg 1949
<i>Mittlerer Atlas</i>					
4. Dj. Naceur, Bou Jblane	3340	2900— 3000	3600— 3700?	2400	Dresch und Raynal 1953, Mensching 1955
<i>Rif</i>					
5. Tidiguin (Tidirhin)	2453	2300? 2500	3300? 3700	2200	Mensching 1955 und 1960 Nach eigener Schätzung
<i>Tell-Atlas</i>					
6. Djurdjura (Kabylien)	2308	1900 2100	3300	2150	Barbier et Cailleux 1950, Büdel 1952 Büdel 1966 schriftl. Mitt.
7. Chaîne de Babor	2004				

## 6. Die Schneegrenzen im gesamten Mittelmeerraum

Paschinger hat eine Schneegrenzkarte des gesamten Mittelmeerraumes entworfen (257), Büdel hat den westlichen Teil dargestellt (34), Louis hat den Balkan und Anatolien bearbeitet (182, 185); Brusch, Hermes und Frenzel bauten den Mittelmeerraum in ihre großräumigeren Betrachtungen ein (32, 126, 99), Klebelsberg und Woldstedt lieferten unentbehrliches Grundlagenmaterial (154, 360).

### 6.1. Der allgemeine Verlauf der würmeiszeitlichen Schneegrenzen (Karte 1, S. 164/165)

Überblicken wir die Schneegrenzkarte des Mittelmeerraumes, so fallen uns vier verschiedene Richtungstendenzen auf.

#### a) Die West-Ost-Tendenz:

Die Schneegrenzen steigen entsprechend der zonalen Klimaänderung von Norden nach Süden an, die Schneegrenzenlinien tendieren in die W-E-Richtung. Über dem Festland zeigt sich dieses Verhalten, wenn ein unbedeutendes Relief kein bestimmtes Lokalklima auszuprägen vermag. (SW-Spanien, ein Teil Südosteuropas, Libyen und Aegypten usw.) Diese Richtung wird geradezu erzwungen und die Schneegrenzenlinien geschart, wenn ein bedeutender Gebirgszug W-E angeordnet ist (Atlas, Pyrenäen, Pontus usw.).

#### b) Die Nord-Süd-Tendenz:

Der Schneegrenzverlauf paßt sich den Landmassen und Gebirgssystemen an, die quer oder irgendwie schräg zum dominierenden Zirkulationssystem stehen. Die Westseiten sind nicht nur feuchter, sondern auch milder, besonders in den für die Ablation wichtigen Sommermonaten. Die Ostseiten sind nicht nur trockener, sondern auch sommerlich überhitzt, was die Schneegrenzen zum Ansteigen zwingt. Die Meer-Land-Verteilung und die Anordnung der Gebirgszüge prägt das unruhige Auf und Ab der Schneegrenzenlinien in unserem Kartenbild (Spanien, Korsika-Sardinien, Italien, Balkan, Westtürkei).

#### c) Die lokale Kulmination:

Ausgeprägt kontinentale Räume zeigen sich in einem ringsum geschlossenen Ansteigen der Schneegrenzen (SE-Spanien, Ostgriechenland, Anatolien). Günstigere Klimaprovinzen riegele diese Bereiche ab und zwingen uns zu einem lokalen Schließen der Isochionen. Zum Beispiel: Die Depressionenbahn Adana-Sivas trennt die Hochfläche Zentralanatoliens von Ostanatolien ab; die Zugstraßen Gibraltar und Biskaya-Mittelmeer begrenzen den südostpa-

nischen Raum; die Vardar-Saloniki-Linie isoliert die thessalische Beckenzone.

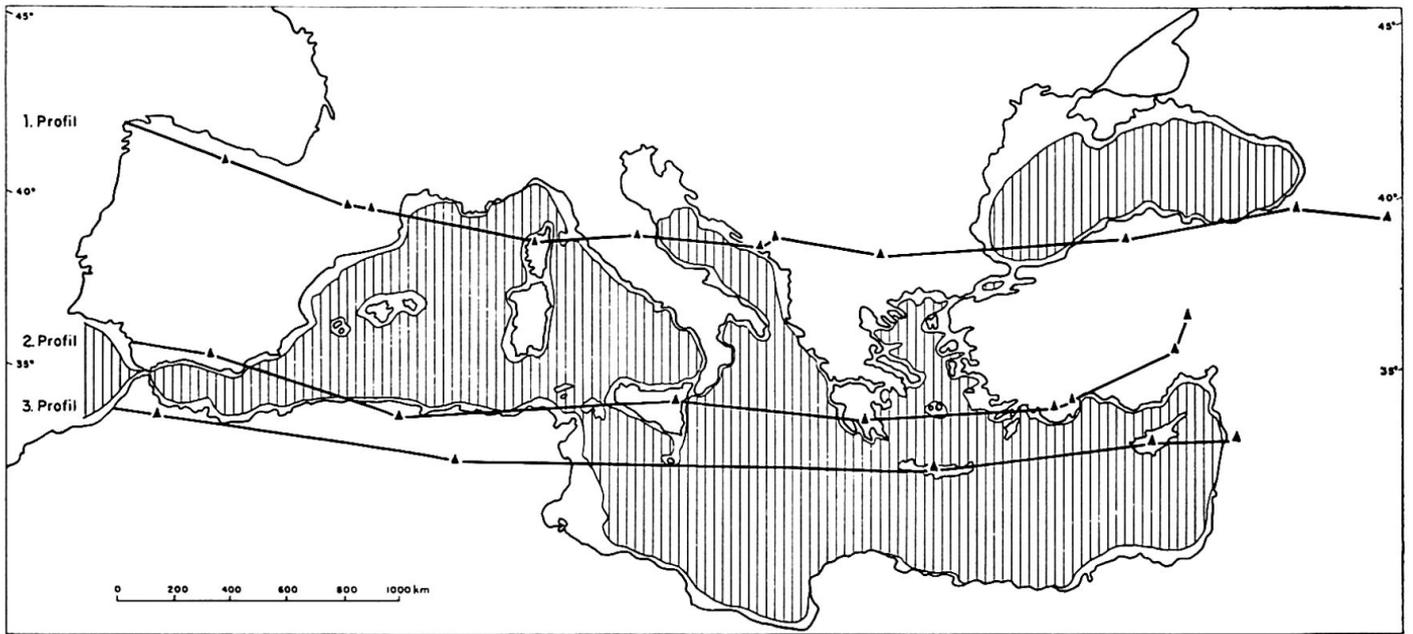
#### d) Die lokale Depression:

Besondere orographische Anordnungen erzeugen lokalklimatische Gunstregionen, die zu einem geschlossenen Isochionenbild führen. Zum Beispiel: der ligurische Apennin bei Genua, die süddalmatinische Küste bei Kotor. In diesen Gebieten ist es vor allem die maritime Durchdringung mit außerordentlich hohen Niederschlagsmengen, welche die Schneegrenzen energisch hinunterdrücken. (Crkvice bei Kotor mit 4934 mm die niederschlagsreichste Station Europas.)

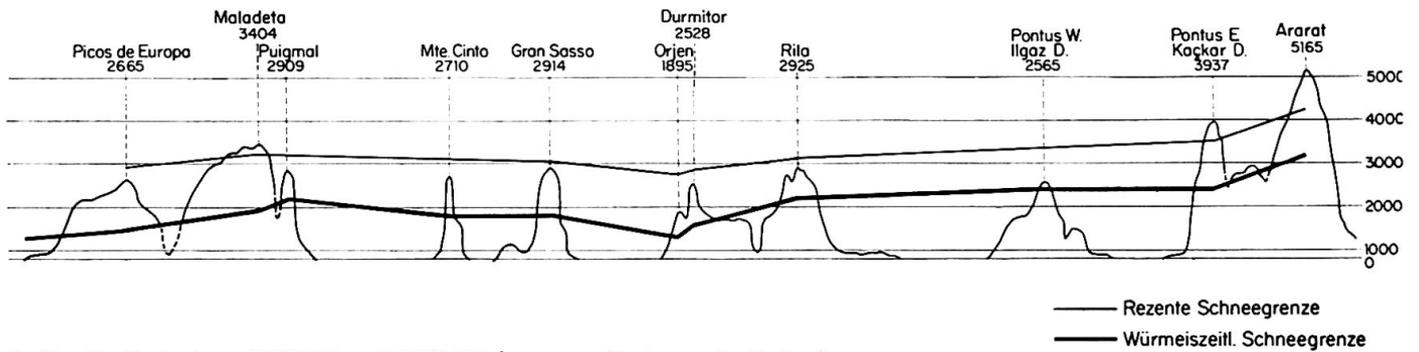
### 6.2. Der allgemeine Verlauf der rezenten Schneegrenzen (Karte 2, S. 164/165)

Die rezenten Gletscherflecken des Mittelmeerraumes, meist in einseitiger und extremer Gunstlage, erlauben keinesfalls, eine Schneegrenzkarte mit dichtem Kurvenbild zu entwerfen. Die wenigen Punkte liefern höchstens streng lokale Schneegrenzen; die Berechnung der regionalen Werte nach Expositions-differenzen und morphologischen Verhältnissen, nach Temperatur- und Niederschlagsstufung ist und bleibt ein problematisches Unterfangen. Vielfach sind diese Angaben als Mindestwerte aufzufassen, das heißt, die regionale Schneegrenze liegt sicher nicht tiefer, kann aber nach oben nicht genau abgegrenzt werden (z. B. Libanon, Hoher Atlas usw.). Gesamthaft stellen wir fest, daß eine Fehlergrenze bis zu 100 m ohne weiteres möglich ist, bei Schneegrenzlagen weit über dem Gipfelniveau sogar bis zu 200 m. Die rezenten und regionalen Schneegrenzwerte aus dem Mittelmeerraum, abgesehen vom Alpenrand, fassen wir nach eigenen Beobachtungen (ausg. Pyrenäen) folgendermaßen zusammen: Pyrenäen (Mt. Perdu-Vignemale) 3000 m, Sierra Nevada 3650 m, Hoher Atlas 4500 m, Gran Sasso 3100 m, Taurus 3650 m, Erciyas Dagh 4000 m, Libanon 3700 m. Diese wenigen Punkte bilden die Kartengrundlage (Karte 2). Die allzu großen Zwischenräume haben wir klimatisch interpretiert, auf die Methode kommen wir zurück (Seite 193). Überblicken wir den gesamten Verlauf der rezenten Schneegrenzenlinien, so ergibt sich ein ähnliches Bild wie bei der aussagekräftigeren Eiszeitkarte. Auf eine genauere Interpretation müssen wir verzichten, weil die einzelnen Punkte zu weit gestreut und ihre Aussagen mit einer zu großen Fehlermöglichkeit behaftet sind.

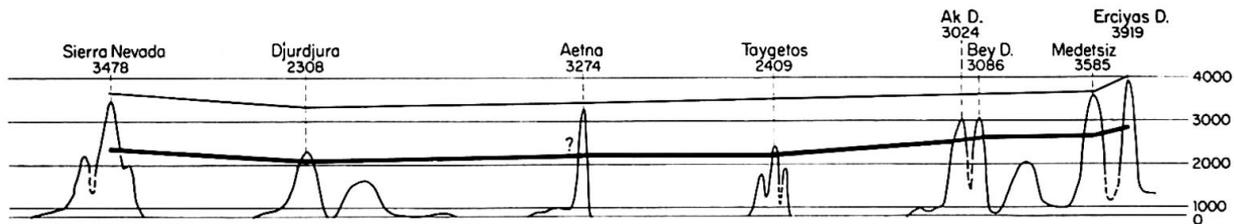
# Eiszeitliche und gegenwärtige Schneegrenzen im Mittelmeerraum



1. Profil: Zwischen 42°10' und 43°10' (ausgen. Kaçkar und Ararat südlicher)



2. Profil: Zwischen 36°20' und 37°45' (ausgen. Erciyas nördlicher)



3. Profil: Zwischen 34°30' und 35°30'

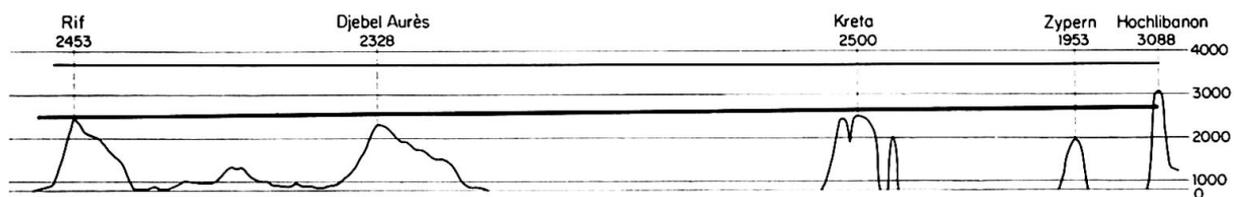


Fig. 18 Eiszeitliche und rezente Schneegrenzen im Mittelmeerraum (3 Profile).

### 6.3. Die Schneegrenzdepressionen (Fig. 18)

Die Beziehung rezente-letzteiszeitliche Schneegrenze haben wir in drei Querprofilen durch den Mittelmeerraum in Fig. 18 zusammengefaßt:

1. Profil: Im nördlichen Mittelmeerraum (42–43° n. Br.) zeigt die lebhaft schwankende eiszeitliche Schneegrenze, daß sie mit ihrer niedrigen Lage über jeder Landmasse angeschnitten, lokalklimatisch beeinflußt und höhenmäßig bestimmt wird. Demgegenüber reagiert die rezente Schneegrenze viel schwächer, sie wirkt sich nur noch auf wenige Gebirge aus, und nur noch wenige Gebirge wirken sich auf sie aus. Die Differenzen zwischen den beiden Höhenlinien sind in den humiden Zonen größer als in den ariden; eine Erscheinung, die durch die kräftigere Reaktion der kaltzeitlichen Schneegrenzen bestimmt wird. (Vgl. Seite 206.)

2. Profil: Das mittlere Querprofil (36–38° n. Br.) ist durch eine Höherrücken der Schneegrenzen gekennzeichnet. Der Verlauf wird ruhiger und ausgeglichener. Die Depressionen nehmen vom westlichen zum östlichen Mittelmeer ab.

3. Profil: Im südlichsten Mittelmeerraum erkennen wir nur noch einen schwachen Anstieg der eiszeitlichen Schneegrenze von West nach Ost. Ob die heutige Isochione genau parallel zu führen ist, kann in-

folge ihrer Höhenlage an keinem einzigen Gletscher nachgeprüft werden. Der Übergang zum Trockengürtel zeichnet sich ab und wirft für den Höhenanstieg der Schneegrenzen neue Probleme auf.

Eine Karte der letzteiszeitlichen Schneegrenzdepressionen wagen wir auf Grund der wenigen Anhaltspunkte nicht zu zeichnen, wir beschränken uns auf die Darstellung des 1200-m-Wertes:

– Schneegrenzdepressionen von 1200 m und mehr sind durch folgende Punkte gegeben: Pyrenäen – Sierra Nevada–Rif (?)–Djurdjura (?)–Gran Sasso–Montenegro (Durmitor).

– Schneegrenzdepressionen von 1200 m und weniger sind durch folgende Punkte gegeben: Hoher Atlas–Olymp (?)–Rilagebirge–Anatolien–Taurus–Libanon.

Zusammengefaßt: Das östliche Mittelmeerbecken zeigt geringere, das westliche größere Schneegrenzdepressionen. Von N nach S nehmen die Schneegrenzdepressionen um 200–400 m ab, weil die eiszeitlichen Schneegrenzen im allgemeinen rascher ansteigen als die rezenten (Fig. 17). Diese Erscheinungen geben uns wesentliche Hinweise auf die kaltzeitlichen Klimaverhältnisse, die sich von W nach E und von N nach S etwas stärker veränderten als heute. Diese Differenzierung blieb aber so beschränkt, daß eine gewisse klimatische Einheitlichkeit des Mittelmeerraumes auch kaltzeitlich gewahrt blieb.

### III. DIE SCHNEEGRENZEN UND IHRE KLIMAMORPHOLOGISCHE BEDEUTUNG

#### 1. Die eiszeitliche Schneegrenze und ihre regionale Bestimmung

##### 1.1. Die lokale Schneegrenze

Die lokalen (realen, orographischen, topographischen) Schneegrenzen jedes Tales und jeder Exposition bilden die Grundlage jeglicher regionaler Schneegrenzbestimmung. Wir wollen an dieser Stelle nicht jede einzelne der unzähligen Bestimmungsmethoden diskutieren (vgl. 71, 90, 154, 360, 186, 359, 66, 176 usw.). Wir sind uns der Unsicherheiten und Ungenauigkeiten der verschiedenen Auffassungen wohl bewußt. Aber es wäre müßig, sie alle mit dem Hinweis abzulehnen, daß uns heute modernere und wissenschaftlich einwandfreiere Methoden zur Bestimmung einer Firnlinie oder Gleichgewichtslinie zur Verfügung stehen. Wir wollen ja eine eiszeitliche Schneegrenze bestimmen und zur rezenten in Vergleich setzen, folglich haben wir innerhalb eines unumgänglichen Fehlerbereiches mit einer Methode zu arbeiten, die den besonderen Verhältnissen unseres Untersuchungsraumes gerecht wird und die mit den wenigen rekonstruierbaren Angaben über einen eiszeitlichen Gletscher auskommt.

Die Gipfelmethode ergibt zu hohe Werte und ist im subtropischen Bereich nicht anwendbar, weil die kleinen und oftmals isolierten Gebirgsmassive durch sehr große Expositionsdifferenzen gekennzeichnet sind (vgl. 359, S. 52). Eine Festlegung allein mit der Karbodenhöhe scheint uns ungenügend, selbst wenn diese Methode von Demangeot in den Abruzzen verfeinert wurde (66, S. 265: Würmeiszeitliche Schneegrenze zwischen mittlerer und minimaler Karbodenhöhe). In vielen Gebirgen, die die eiszeitliche Schneegrenzfläche nur knapp überragten, wurde höchstens ein Karstockwerk ausgebildet oder wurden überhaupt keine richtigen Kare ausgeformt (z.B. Libanon und Hermon). Sämtliche Methoden, die sich an das Ausapern von Seiten- oder Mittelmoränen halten, scheinen uns mit wenigen Ausnahmen für die Bearbeitung eiszeitlicher Verhältnisse zu unsicher, weil sie durch Rückzugsstadien verwischt sind (298). Die Methode Kurowski wurde von zahlreichen Autoren für die eiszeitliche Schneegrenzbestimmung verwendet, indem man die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche rekonstruierte und an Stelle des unbestimmbaren Gletscheranfangs die mittlere Höhe der Firnumrahmung einsetzte. Damit näherte man sich sehr stark der Höferschen Auffassung, die wir selber am häufigsten verwendeten. Sie bestimmt die Schneegrenze aus dem arithmetischen Mittel

zwischen der mittleren Höhe des Kammes, welcher das Nährgebiet des Gletschers begrenzt, und der Höhe des unteren Gletscherrandes (132). Für die kurzen Tal- oder Wandfußgletscher (in seltenen Ausnahmen Hang- und plateauartige Gletscher) des mediterranen Raumes schien uns diese Methode am besten geeignet, weil vielfach nur die Endlage und die Höhe des Einzugsgebietes als wirklich gesicherte Werte zur Verfügung standen. Vor allem aber wurden durch die Einbeziehung der Kammhöhen die allzu tiefen Werte Kurowskis vermieden (vgl. Bruschi 1949, S. 12), besonders im mediterranen Gebiet, wo die begünstigte Wandfußlage auch in der kaltzeitlichen Vergletscherung eine große Rolle spielte (vgl. Lliboutry 1965, S. 444: Der von Dainelli korrigierte Kurowski nähert sich nach unserer Meinung sehr stark der Methode Höfers).

##### 1.2. Die Expositionsunterschiede (Fig. 19)

In den großen Expositionsunterschieden der mediterranen Gebirgsvergletscherungen überlagern sich die Wirkungsanteile der Strahlung (Sonn- und Schattseite) und der Wind- und Niederschlagsrichtung (Luv- und Leeseite) je nach Lage, Höhe und Relief des Gebirges äußerst komplex. Im allgemeinen reagieren N-S gerichtete Gebirge im Westwindbereich lebhafter auf Luv- und Lee-Einfluß, W-E gerichtete Gebirge eher auf Strahlungswirkung. Häufiger und interessanter sind die komplexen Erscheinungen, die wir stark vereinfacht folgendermaßen gliedern:

a) Kleine Expositionsunterschiede: Die Sonnseite wird durch stärkere Windanwehungen ausgeglichen. Dieser Fall tritt häufig bei SW-NE-gerichteten Gebirgen ein. Zum Beispiel:

– Sierra Nevada WSW-ENE; starke Schneeanwehung auf südexponierten Kreten und Hängen. Lokale Schneegrenzunterschiede zwischen N- und S-Seiten gering (Fig. 19, vgl. 204).

– Libanon-Hermon SW-NE; Überwehung der windexponierten, plateauartigen NW-Seite und Schneeanwehung in geschützter steiler SE-Auslage. Eiszeitliche Gipfelvergletscherung nur in dieser SE-Exposition (207).

b) Große Expositionsunterschiede: Die Schattseite ist

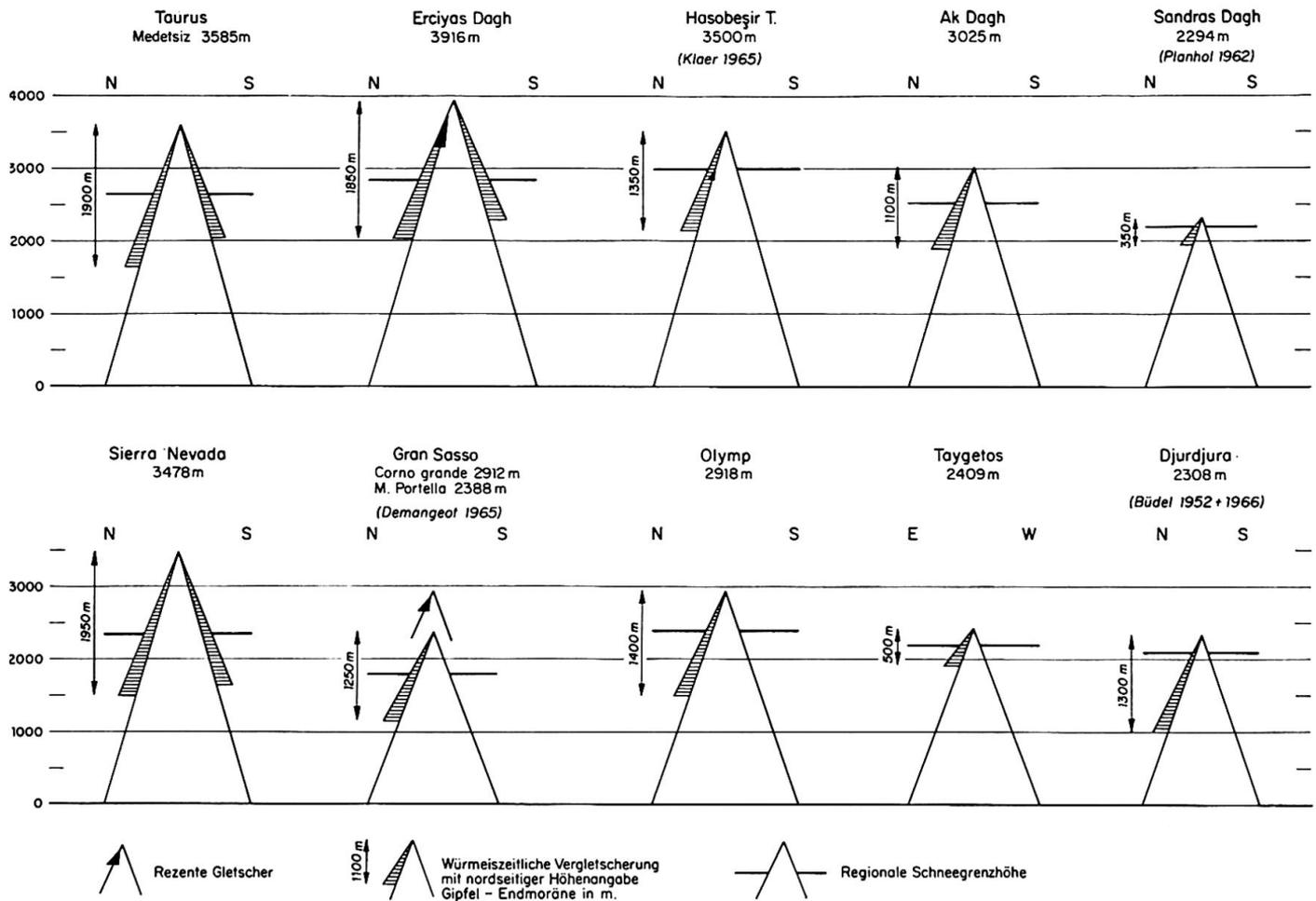


Fig. 19 Expositionsunterschiede in den mediterranen Gebirgsvergletscherungen.

zugleich Leelage. Dieser Fall tritt häufig bei NW-SE-gerichteten Gebirgen ein. Zum Beispiel:

– Gran Sasso d'Italia WNW-ESE; die Südhängen sind zugleich Luvhängen mit starker Ausaperung und Verblasung durch W- bis SW-Winde. Winterlich trockener Schneefall aus N bis NE wird in S-Exposition rasch aufgezehrt.

– Ulu Dag NW-SE; Schneeanwehung in der Leelage und Begünstigung durch die Schattenlage summieren sich zu einem extrem morphologischen Formengegensatz (Seite 152).

c) Große und kleine Expositionsunterschiede werden durch angrenzende kontinentale oder maritime Klimaprovinzen verstärkt oder gemildert.

– Verstärkender Einfluß: Die Schattseiten werden durch maritime Luftmassen begünstigt und die Sonnseiten durch sommerheißes Kontinentalklima zusätzlich benachteiligt. Dadurch entstehen tiefreichende Nordvergletscherungen und völlig aperer Südseiten am gleichen Gebirge. Beispiele: Der griechische Olymp und die algerische Djurdjura (Fig. 19).

– Mildernder Einfluß: Die Nordseiten grenzen an kontinentale Becken oder Hochflächen, währenddem die sommerliche Ablation der Südseiten durch

maritime Luftmassen abgeschwächt wird. Beispiele: Sierra Nevada und Taurus (vgl. auch Ala Dag, Spreitzer 1957; ferner Wißmann 1959, S. 53).

Die größten Expositionsunterschiede sind offensichtlich Summationseffekte von Gunst- und Ungunstfaktoren. Wir haben aus dem mediterranen Raum einige der uns bekannten Extremfälle zusammengestellt: Gran Sasso, Djurdjura, Olymp, Ak Dag usw. (Fig. 19). Dabei zeigt sich folgendes:

#### a) Gemeinsames Merkmal

Große Gegensätze sind immer durch nordseitig vergletscherte und südseitig unvergletscherte Expositionen gekennzeichnet. In diesem Verhältnis zeigt sich die überragende Bedeutung des Faktors Strahlung auch in kaltzeitlichen Klimaverhältnissen.

b) Die Gebirge mit extremen Expositionsunterschieden sind nach meinen bisherigen Kenntnissen an den zentralen und südlichen Teil des Mittelmeeres gebunden und treten am häufigsten zwischen dem 36. und 43. Breitenkreis auf. Weiter nach Süden wirkt der hohe sommerliche Sonnenstand ausgleichend, und weiter nach Norden schwächt sich die sommerliche Bestrahlungsintensität und -dauer ab. (Extreme Expositionsunterschiede fehlen in Gegen-

den mit hohen Niederschlagsmengen, z. B. Dalmatische Küste und Montenegro.)

c) Schließlich scheint die Aufragung des Gebirges über die Schneegrenzfläche eine bedeutende Rolle zu spielen. Fig. 19 zeigt, daß einseitige Vergletscherungen bis zu 1400 m unter den Gipfel hinabreichen können. Wird dieser Wert überschritten, setzt offensichtlich auch eine südseitige Vergletscherung ein. Vergleichen wir den Ak Dagħ mit dem Taurus: Der Ak Dagħ ist einseitig, der Taurus beidseitig vergletschert. Ihre klimatische Stellung ist ähnlich, aber ihre Expositionsdifferenzen sind völlig verschieden. Das zeigt uns folgendes:

– Die Sonnseite muß die regionale Schneegrenze um einige hundert Meter überragen, damit sich eine Vergletscherung festsetzen kann.

– Gebirge mit großer nivaler Stufe schicken ihre Gletscher aus den Gipfelkaren bis ins Vorland hinaus. Dort unterliegen sie auf wenig geneigten Flächen in ungeschützter Lage auf der Sonn- wie auf der Schattseite ganz ähnlichen Ablationsbedingungen. Die Höhen der Endmoränen und die lokalen Schneegrenzen gleichen sich aus.

In Gebirgen mit kleiner nivaler Stufe im Gipfelraum sind die Gletscher auf bestimmte Gunstlagen angewiesen. Die Versteilung der Gipfelwände führt zu einer Ausnutzung der Schattseite und Ausaperung der Sonnseite. Die lokalen Schneegrenzen werden differenzierter.

– Die Asymmetrie der Gebirgsvergletscherung ist nicht konstant, sie verschiebt sich mit auf- oder absteigender Schneegrenzfläche.

Genaue mikroklimatische Untersuchungen in jeder Exposition müßten in Zukunft durchgeführt werden, um das ganze Problem der Asymmetrie für Gletscher- und Hangbildung bei warm- und kaltzeitlichen Verhältnissen besser zu analysieren. Schließlich zeigt Fig. 19 die Problematik der regionalen Schneegrenzbestimmung. Wenn einseitige Gebirgsvergletscherungen Höhenbereiche von 1400 m überdecken, könnten die lokalen Schneegrenzdifferenzen nahezu 700 m ausmachen.

### *1.3. Die regionale Schneegrenze*

Die Aussage Lliboutrys ist nicht richtig, daß eine topographische (lokale) Schneegrenze ein Gebirge und eine klimatische Schneegrenze eine größere Region repräsentiert (176, S. 438). Wir wollen ganz deutlich festhalten, daß wir die lokale Schneegrenze an einem Gletscher ermitteln (vgl. Wißmann S. 50) und daß die regionale (oder klimatische) Schneegrenze einen Mittelwert aus sonn- und schattseitigen, luv- und leeseitigen, lokalorographisch stark und schwach gegliederten Vorkommen am gleichen

Gebirgsmassiv darstellt (186 und 359). In diesem Sinn hat jedes Gebirge einen bestimmten Schneegrenzwert, anders gesagt, jedes Gebirge liefert eine bestimmte mittlere Höhenangabe für die regionale Schneegrenzfläche. Die entscheidende Frage ist aber, ob die Schneegrenzfläche im Raum ansteigt, abfällt oder horizontal verläuft.

Damit stehen wir wieder vor der Frage der Expositionsdifferenzen. Wißmann (359, S. 53) vermeidet eine Mittelbildung, wenn ein Gebirge oder ein Kamm eine ausgeprägte Klimascheide darstellt. Folgen wir dieser Anregung aber nicht, und legen wir bei einem Gebirge mit extremen Expositionsgegensätzen eine regionale Schneegrenze fest, so bedeutet diese Höhenangabe die mittlere Höhe der ansteigenden Schneegrenzfläche im Schnittpunkt mit dem Gebirge. Die tieferen Isochionen der ansteigenden Schneegrenzfläche werden durch das vorgelagerte klimatisch günstigere Gebirge und die höheren Isochionen durch das nächstfolgende klimatisch ungünstigere Gebirge belegt. Die wichtigste Aufgabe besteht nun darin, die Klimascheide durch die Isochionenscharung richtig zu interpretieren. Wir fügen diese Idee der ausgezeichneten Formulierung Wißmanns bei, weil zahlreiche Gebirge im Mittelmeerraum bedeutende Expositionsdifferenzen aufweisen, ohne eigentliche Klimascheiden zu sein.

Welche Expositionsdifferenzen treten normalerweise auf, und wie ist die regionale Schneegrenze zu ermitteln?

Der Erciyas Dagħ zum Beispiel wird in sämtlichen Expositionen vom gleichen anatolischen Kontinentalklima beeinflusst. Die Differenz der lokalen Schneegrenzen zwischen N- und Südseite beträgt nur ca. 300 m und ist zum größten Teil auf die unterschiedliche Strahlungswirkung zurückzuführen. (Durch Schneeanwehung wird die N- bis E-Seite bevorzugt, was eher eine Verstärkung der Strahlungswirkung bedeutet.) Niemand würde bei der Betrachtung der Erciyas-Südflanke eine kaltzeitliche Vergletscherung erwarten, denn die morphologischen Verhältnisse sind denkbar ungünstig. Wenn sie sich zwischen periglazial überformten Hängen trotzdem entwickelt hat, so gibt uns das ungefähr ein Maß für die verminderte sonnseitige Vergletscherung in diesem Klimaraum. Aber eine Bedingung war erfüllt: Die regionale Schneegrenzfläche hat den Vulkankegel mehr als 1000 m unter dem Gipfelraum angeschnitten. Eine 500 m höhere Lage hätte der Südseite bereits eine sommerliche Ausaperung und damit eine erhöhte Asymmetrie der lokalen Schneegrenzen gebracht.

Im Taurus betragen die extremsten Höhendifferenzen zwischen den würmeiszeitlichen Endmoränen der N- und S-Seite ca. 350 m (Differenz der lokalen Schneegrenzen 200–250 m), am Ak Dagħ in gleicher Breite und ähnlicher Klimallage über 1000 m (Fig. 19). Wie haben wir diese unterschiedlichen

Asymmetrien bei der Mittelbildung zu berücksichtigen?

– Lokale Schneegrenzdifferenzen von 300–400 m in verschiedenen Expositionen des gleichen Gebirges kommen im Mittelmeerraum häufig vor und können in einem Mittelwert als regionale Schneegrenze zusammengefaßt werden.

– Einseitige Gebirgsvergletscherungen können Höhenbereiche bis zu 1400 m überdecken. In diesen Fällen lassen sich auf den Südseiten häufig Verfirnungen und Nivationsformen nachweisen (siehe Olymp und Ak Dagh). Obwohl diese Formen die Bedingungen einer Schneegrenze nicht erfüllen, zeigen sie doch an, daß die Schneegrenze nicht allzu hoch liegen konnte. Es ist sogar möglich, daß die ausgeglichenen Verwitterungshänge der Südseiten eine Vergletscherung verhinderten, obwohl die klimatischen Bedingungen einer Schneegrenze erfüllt waren (Problem der präwürm vorhandenen Formen).

– In jedem Fall ist abzuklären, ob Gebirge mit einseitigen Vergletscherungen und großen Expositionsdifferenzen eine Klimascheide bilden oder nicht. Im ersten Fall ist die Annahme eines Mittelwertes sehr fragwürdig, jedenfalls muß die Neigung der Schneegrenzfläche deutlich zum Ausdruck kommen. Im zweiten Fall ist die übermäßige Asymmetrie auf die zu kleine nivale Stufe zurückzuführen und für die Mittelbildung entsprechend zu reduzieren (Fig. 19). Mit diesen grundsätzlichen Überlegungen lassen sich die lokalen Schneegrenzen zu regionalen Werten verarbeiten. Zusammengefaßt geben sie einen guten Eindruck von der klimamorphologischen Höhenstufung des Mittelmeerraumes während der letzten Kaltzeit. Aber immer wollen wir uns klar sein, daß ein relativ großer Fehlerbereich durch die Mittelung der Expositionsdifferenzen und durch die teilweise allzu subjektive Beurteilung der Klimaverhältnisse (weil Höhenstationen fehlen) in Rechnung zu stellen sind.

## 2. Die rezente Schneegrenze und ihre klimatische Bestimmung

### 2.1. Die lokale Schneegrenze

Die wenigen Gletscherflecken in einseitiger und besonderer Gunstlage weisen darauf hin, daß die rezente regionale Schneegrenze (mit Ausnahme der Pyrenäen) generell über dem Gipfelniveau der mediterranen Gebirge verläuft. Damit ist die gesamte Problematik der rezenten Schneegrenzbestimmung und -darstellung angetönt (Karte 2). Wir fassen sie in folgenden Punkten zusammen:

**Gunstlage:** Die meisten Firn- und Gletscherflecken des Mittelmeerraumes finden wir in nordexponierter Wandfußlage der höchsten Gipfel. Zum Beispiel: Sierra Nevada, Gran Sasso, Triglav, Erciyas Dagh, Medetsiz usw. Dadurch unterstehen sie besonderen lokalklimatischen Verhältnissen: Schutz vor allzu langdauernder und direkter Bestrahlung, Schneerutschen und Lawinen aus der Gipfelwand, Schneeanhäufungen durch Windverwehung usw. Alle diese Gunstfaktoren sind an einen eng begrenzten Raum gebunden, das heißt, der Gletscher existiert nur in dieser Begünstigungszone. Bei einem Höherücken der Schneegrenze kann er nicht ausweichen, höchstens an der gleichen Stelle abschmelzen, und umgekehrt werden die bei einem Absinken der Schneegrenze über die Gunstlage hinausstoßenden Gletscherpartien von einer viel intensiveren Ablation erfaßt. Eine Verschiebung der Schneegrenze wird sich bei diesen Gletschern nicht primär in der Veränderung der Länge und der Zunge, sondern

vielmehr in einer Abnahme oder Zunahme der Eismächtigkeit und des vergletscherten Arealen zeigen. Zum Beispiel:

– Der Gletscher am Erciyas Dagh hat seit 1902 die gleiche Höhe der Endlage, woraus man nach den üblichen Methoden eine ständig gleichbleibende lokale Schneegrenze berechnen könnte. Daß dies nicht stimmt, zeigt der Arealverlust der vergletscherten Fläche um ca. 50% und die bedeutende Abnahme der Eismächtigkeit (203).

Nach den Beobachtungen Toninis am Calderone-Gletscher des Gran Sasso (339, S. 98) nahm die größte Länge und Breite von 1934–60 nur ca. 10 m ab. Mächtigkeitmessungen zeigten aber, daß die Oberfläche im Mittel jährlich 0,27 m abnimmt, was einem Kubaturverlust von 16 000 m<sup>3</sup>/Jahr gleichkommt.

**Akkumulation und Ablation:** Die Ernährung dieser Gletscherflecken geht größtenteils direkt vor sich, meist ohne deutliche Ausbildung eines Firngebietes und eines Zungenbereiches: Schneeaufgabe durch Windtransport und Windanwehung, Schneerutsche und Lawinen aus den umliegenden Steilwänden. Diese Prozesse sind aber nicht an die klimatischen Bedingungen einer Schneegrenze gebunden, das heißt, der Schnee liegt nicht mehr im primären Ablagerungsbereich, sondern kann über eine Höhendifferenz von mehreren 100 m umgelagert sein. In dieser sekundären Lagerstätte muß eine gewöhnliche Schneegrenzberechnung fraglich werden.

*Klima und Eishaushalt:* Von den mediterranen Gletscherflecken können bis heute nur wenige mit genauen klimatischen Höhenmessungen in Beziehung gebracht werden: Gran Sasso (339), teilweise die Pyrenäen (208), neuerdings der Triglav (318). Im übrigen sind Höhenstationen im Mittelmeerraum mit zuverlässigen und mehrjährigen Meßreihen sehr selten, obwohl sie für die Gletscherbeobachtungen von höchster Bedeutung wären. Wie Vanni in den Alpes maritimes nachgewiesen hat, reagieren die kleinen Gletscherflecken äußerst empfindlich auf die geringsten Klimaschwankungen (349). Kurze Phasen mit vorherrschenden Südwestwinden genügen, um die notwendigen Niederschläge in fester Form zu liefern. Noch genauer: Kleine Vorstoßphasen in den letzten Jahrzehnten haben sich zuerst und

am deutlichsten in den kleinen und südlichsten Gletschern ausgewirkt (222).

*Zusammengefaßt:*

Es ist problematisch, an den wenigen Gletscherflecken eine lokale Schneegrenze zu bestimmen und es ist unmöglich, daraus eindeutige regionale Schneegrenzwerte abzuleiten. Diese Gletscherflecken geben uns Hinweise, aber keine Zahlenwerte für die Höhenlage der Schneegrenzfläche. Also mußten wir versuchen, die fehlenden Schneegrenzwerte durch eine klimatische Höhenbestimmung zu ersetzen. Die Notwendigkeit eines solchen Hilfsmittels wird noch deutlicher, wenn wir wiederum die großen Expositionsdifferenzen beachten, die kaum in einem Mittelwert zusammengefaßt werden können.

2.2. Die Expositionsunterschiede

Zusammengestellt einige Altschnee-, Firn- und Gletscherflecken aus dem Mittelmeerraum:

	Höhe H 1	Beschreibung	Höhe der reg. Schneegrenze H 2	Differenz H 2—H 1	Literatur
Sierra Nevada	2900—3100	Firnleck	3650 m	550—750 m	Paschinger 1954 Messerli 1965
Gran Sasso	2680—2850	Gletscher	3100	250—400 m	Tonini 1961
Libanon	3000	Altschnee, Firn	3700	700 m	Klaer 1957 Kaiser 1963 Messerli 1966
Erciyas Dagh	3200—3700	Gletscher	4000	300—800 m	Messerli 1964
Taurus	2800—3200	Firn- und Eisflecken	3650	450—850 m	
Ak Dagh	2800	Altschnee- u. Eisflecken	3500	750 m	
Skuta (Steiner Alpen)	1700	Gletscherleck	min. 2800	1100 m	Klebelsberg 1952
Triglav	2400—2550	Gletscher	min. 2900	350—450 m	Sifrer 1963

Aus dieser Statistik geht deutlich hervor, daß Gletscherflecken bis zu 1000 m unter einem regionalen Schneegrenzniveau entstehen und existieren können. Wenn wir nun bei den häufig auftretenden Differenzen von 400–800 m bedenken, daß sonenseitige Gletscher erst weit über der Schneegrenzfläche einsetzen, dann stehen wir wiederum vor dem Problem der einseitigen Gebirgsvergletscherungen bis zu 1400 m, wie es bei kaltzeitlich niedrigeren Schneegrenzen kartiert wurde. Die rezenten Erscheinungen ergänzen und beweisen die beschriebenen würmeiszeitlichen Verhältnisse.

Streiff-Becker (331, S. 109) erwähnt ähnliche Beispiele aus den Schweizer Alpen. Im hintern Durnagelthal (Kt. Glarous) rutscht der Neuschnee in den Steilhängen des gewaltigen Felszirkus in Form von Lawinen vorweg ab und speist einen kleinen Glet-

scher, dessen oberer Rand nur 2250 ü. M. liegt und dessen Zunge bis 1800 m hinabreicht. Wenn wir die Schneegrenze in diesem Gebiet auf ca. 2800 m schätzen, so ergeben sich ähnliche Differenzen wie im mediterranen Raum. Der kleine Regenerationsgletscher liegt 550–1000 m unter der rezenten regionalen Schneegrenze, seine Höhenlage ist für eine Schneegrenzbestimmung bedeutungslos.

Zusammengefaßt können die Asymmetrien in der rezenten Vergletscherung noch ausgeprägter sein als in der kaltzeitlichen.. Die Differenzen zwischen den verschiedenen Vergletscherungsepositionen eines Gebirges vergrößerten sich mit dem Höhersteigen der Schneegrenze von der letzten Eiszeit bis zur Gegenwart (203, S. 27). Die vorhandenen Gletscherflecken in extremer Gunstlage sind vielfach nicht mehr direkte Zeugen einer regionalen Schneegrenze.

### 2.3. Die klimatische Bestimmung der Schneegrenze

Die klimatische Schneegrenzberechnung ist ein Problem, das bis heute nicht eindeutig lösbar ist und es vielleicht nie sein wird. Klimamorphologische, glaziologische und klimatologische Untersuchungen haben dieses Problem berührt, wir können es nicht umfassend besprechen. Für uns stellte sich die Frage: Gibt es einzelne Klimaelemente, die für Gletscherhaushalt und Gletscherschwankung signifikant sind? Läßt sich die Schneegrenze an ein bestimmtes, leicht meßbares Klimaelement binden?

Im Massenhaushalt der Gletscher spielt die Strahlung eine ausschlaggebende Rolle. Da bis zu 80% der Ablation unserer Alpengletscher auf Strahlungswirkung zurückzuführen sind (133), im tropischen Hochgebirge des Mount Kenya sogar 89,5% (285, gemessen in der Regenzeit 1960 am Lewis Glacier), werden die sommertrockenen subtropischen Gebirge Höchstwerte verzeichnen müssen. Zweifellos stehen Gletscherrückgänge und Höhengschwankungen der Schneegrenze mit strahlungsreicheren Sommermonaten in Beziehung (338). Strahlungsmessungen von Höhenstationen stehen uns aber im Mittelmeerraum kaum über längere Zeit zur Verfügung; und wie könnten sie schon für die Bestimmung einer Schneegrenze eingesetzt werden? Nach glaziologischen Untersuchungen in Axel Heiberg schlägt Müller vor, die Sonnenscheindauer als nützlichstes Element für den Gletscherhaushalt auszuwerten. Die zweitbeste Möglichkeit bieten die mittleren Sommertemperaturen, währenddem die Niederschläge eine geringere Rolle spielen (Müller 1963, S. 60, Tollner 1954, Seiffert 1950). Marcus hat in Alaska wesentliche Abhängigkeiten des Massenhaushaltes von den Temperatursummen der positiven Tagestemperaturen und der Gesamtniederschlagsmenge während der Akkumulationsperiode festgestellt (193).

Die glaziologisch und klimatologisch wertvollen Methoden konnten uns nicht dienen, weil die vorhandenen Gletscherflecken für die klimatischen Bedingungen einer Schneegrenze kaum repräsentativ sind, und weil die vorhandenen klimatischen Angaben höchstens Temperatur- und Niederschlagsmessungen umfassen. Also mußten wir die aller-einfachste Beziehung zwischen Sommertemperatur oder Temperatur des wärmsten Monats und Schneegrenze suchen, wie es schon verschiedene Autoren getan haben (Ahlmann 1924, Seiffert 1950, Troll 1956 usw.). Dadurch wurden einige wesentliche Elemente nicht berücksichtigt, vor allem das Niederschlagsgeschehen. Wo zum Beispiel Sommerschnee fiel (kaltzeitlich) oder fällt (heute in Alpenrandlage), wird die Strahlungswirkung (größere Albedo der Gletscheroberfläche) und Strahlungsdauer (wolkenreich, kühler) vermindert und die Ablation und damit auch die Höhenlage der Schneegrenze

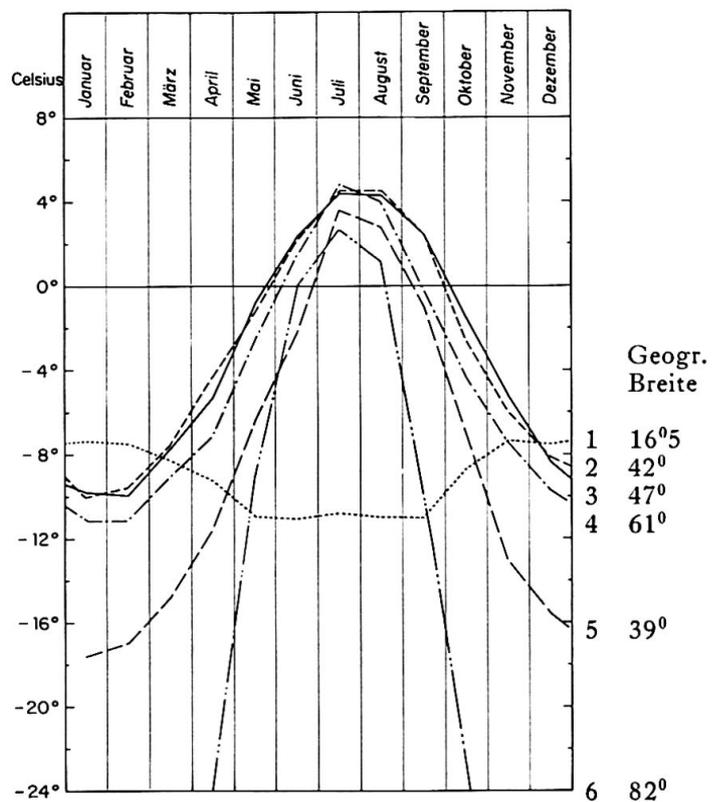


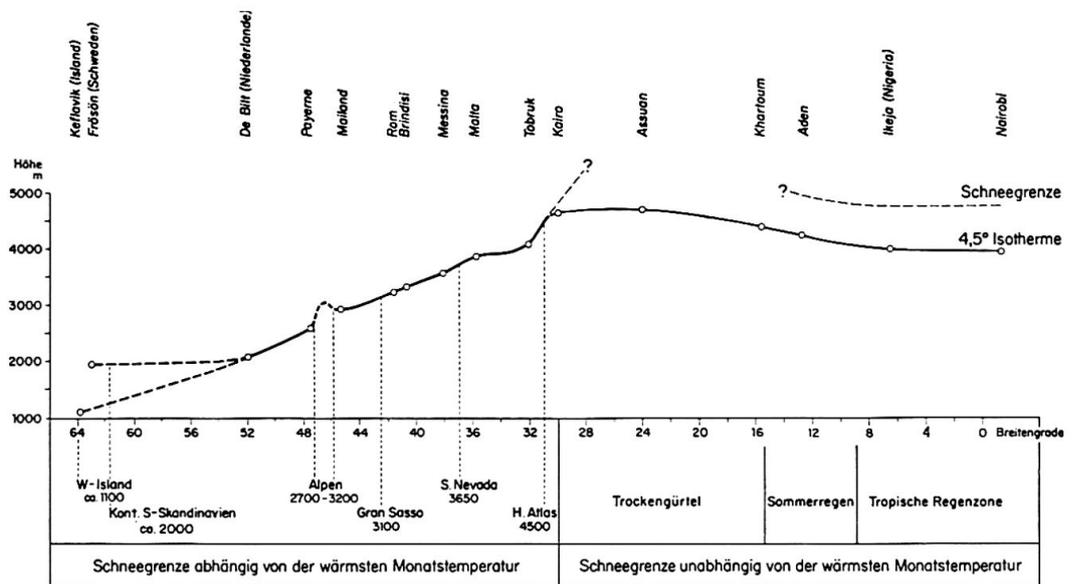
Fig. 20 Die Temperaturen an der Schneegrenze Ziffern: Meteorologische Stationen. 1: El Misti; 2: Gran Sasso; 3: Säntis; 4: Fanaraken; 5: Pikes Peak (nach Seiffert 1950); 6: Lady-Franklin-Bay (nach Seiffert 1950).

wesentlich beeinflusst. Lliboutry (176, S. 452) weist in sommertrockenen Gebirgen auf die bruske Übergangsstufe hin, in der der nivometrische Koeffizient in raschem Anstieg die Ablösung des Regens durch den Schnee anzeigt. Diese Tatsachen sind für die morphodynamischen Prozesse von größter Bedeutung, wir werden darauf zurückkommen. Die uns zur Verfügung stehenden Niederschlagsbeobachtungen waren aber viel zu ungenau und zu vereinzelt, so daß wir uns mit der Auswertung der Sommertemperaturen begnügen mußten. Immerhin zeigen die Temperaturen das Niederschlagsgeschehen bis zu einem gewissen Grade an. Ahlmann hat darauf hingewiesen, daß die Mitteltemperaturen der drei Sommermonate an der Schneegrenze vom Säntis mit 3,5° zum Sonnblick mit 2,5° und zu den Öztaler Alpen mit 1,0° abnehmen (vgl. in der folgenden Zusammenstellung die Station Gr. St. Bernhard). Zusammengefaßt ist die Relation Sommertemperatur-Schneegrenze nicht eindeutig. Strahlung und Niederschlag kommen darin nur angenähert zum Ausdruck. Die Abweichungen sind in jeder Klimaprovinz verschieden. (Ahlmann 1924, Billwiler 1930, Streiff-Becker 1936, Morawetz 1952, Mortensen 1952, Leidmaier 1953, Tollner 1954.)

## Die Temperatur des wärmsten Monats an der Schneegrenze

Angaben über die meteorologischen Höhenstationen	Fanaraken Südnorwegen	Nordrand Säntis Alpen	Jungfrauoch Nordrand Alpen	Gr. St. Bernhard Wallis	Zentrale Pic du Midi Pyrenäen	Gran Sasso d'Italia Apennin	Anden Peru Misti
Geographische Breite	61° 31'	47° 15'	46° 33'	45° 52'	42° 57'	42° 28'	16° 16' S
Höhe der Station	2064 m	2500 m	3576 m	2479 m	2863 m	2125 m	5842 m
Gemessene Jahre	1934—38	1931—60	1931—60	1931—60	1921—50	1948—60	2 Jahre
Temperatur des wärmsten Monats	3,2°	5,6°	— 1,0°	7,2°	7,2°	11,8°	—6,0°
Temperatur des kältesten Monats	—12,1°	—9,0°	—14,7°	—8,6°	—7,4°	—4,2°	—9,0°
Jahrestemperatur	— 5,6°	—1,9°	— 8,0°	—1,2°	—1,1°	3,5°	—7,9°
Jahresniederschlag	1282 mm	2900 mm	—	2140 mm	1510 mm	1226 mm	263 mm ?
Angaben über die nahegelegene regionale Schneegrenze							
Mittlere Höhe der Schneegrenze	1800 m	2700 m	2700 m	3100 m	3050 m	3100 m	6000 m ?
Temperaturgradient °C/100 m für die Höhendifferenz Station—Schneegrenze	0,61	0,60	0,60	0,64	0,70	0,74	0,90 ?
Temperatur des wärmsten Monats an der Schneegrenze	4,8°	4,4°	4,3°	3,2°	5,9°	4,5°	—7,4° ?
Literaturangaben	Ostrem und Liestol 1963 Seiffert 1950 WMO 1965 Bögel 1956	Schüepp 1959, Bögel 1956 und WMO 1965			Plandé 1939 Météor. franç. Bögel 1956 WMO 1965	Tonini 1963 Bögel 1956	Seiffert 1950 Kessler 1963 WMO 1965

Fig. 21  
Höhe der 4,5°-Isotherme des wärmsten Monats.  
(Mittel 1951–1960, freie Atmosphäre, WMO 1965)



In der Zusammenstellung der Sommertemperaturen an der Schneegrenze sind die wichtigsten Klimadaten einiger ausgewählter Stationen nahe der Schneegrenze aufgeführt. Die Gradienten, mit denen wir die Temperatur von der meteorologischen Station auf die nahegelegene Höhe der angenommenen Schneegrenze umrechneten, haben wir aus der Vergleichsreihe mit verschiedenen Talorten ermittelt und zum Teil mit entsprechenden Daten aus der freien Atmosphäre ergänzt (Lit.-Angaben auf der Tabelle). Durch den relativ geringen Abstand Meßstation–Schneegrenze wollten wir die Fehlergrenzen möglichst einschränken, die durch die Unsicherheiten der Schneegrenzhöhen und der Temperaturgradienten gegeben sind. Dabei bleiben Änderungen der eingesetzten Gradienten um einige Hundertstel Grad C bedeutungslos, viel stärker fällt ein Schneegrenzfehler von 100 m oder mehr ins Gewicht. Mit diesen Vorbehalten sind die errechneten Temperaturen an der Schneegrenze aufzunehmen. In Fig. 20 haben wir den jahreszeitlichen Verlauf der Temperaturen an der Schneegrenze dargestellt, wobei die Angaben für den Pikes Peak und von Lady Franklin Bay der anregenden Arbeit von Seiffert (313) entnommen sind. Die übrigen Werte haben wir nach den monatlich differierenden Gradienten umgerechnet, so daß wir den Temperaturverlauf mit großer Genauigkeit auftragen konnten.

Die Auswertung der Tabelle und Fig. 20 ergibt folgendes:

Die kältesten winterlichen Monatstemperaturen an der Schneegrenze zeigen eine gewaltige Streuung von  $-38,3^\circ$  (Lady Franklin Bay) bis etwa  $-10^\circ$  (Säntis, Gran Sasso). Demgegenüber fallen die Sommermonate durch die erstaunliche Scharung der Temperaturkurven auf. Abgesehen von der Station Misti schwanken sämtliche Julimittel zwischen  $2,7^\circ$

u.  $5,9^\circ$ . Klammern wir die arktische Station in Nordamerika aus, so gruppieren sich die Temperaturen des wärmsten Monats von Skandinavien bis in den Mittelmeerraum zwischen  $3,2$  und  $5,9^\circ$ . Daraus ergibt sich ein Mittel von ca.  $4,5^\circ$ . In dieser Mittelbildung steckt eine Fehlermöglichkeit von  $\pm 1,3$ – $1,4^\circ$  C, das heißt  $\pm 200$  m Schneegrenzdifferenz. Im einzelnen wissen wir noch zu wenig, wie viel die einzelnen lokalen Abweichungen betragen können und dürfen, wie Niederschlag, Verdunstung und Strahlungsdifferenzen zu berücksichtigen sind. Solche Untersuchungen müßten in lokal streng begrenzten Räumen aufgenommen werden.

Versuchsweise haben wir die  $4,5^\circ$ -Isotherme des wärmsten Monats nach den Temperaturmessungen in der freien Atmosphäre (214) von Nordeuropa über den afrikanischen Trockenraum bis zum Äquator berechnet und dargestellt (Fig. 21). Dabei zeigt sich innerhalb des angegebenen Fehlerbereiches eine auffällige Übereinstimmung mit der Schneegrenze bis zum Hohen Atlas, d. h. bis zum Beginn des Trockengürtels. Von da weg löst sich die Schneegrenze von der bestimmten Isotherme und steigt unabhängig und rasch an. Das Problem der Schneegrenzhöhen über den ariden Zonen haben wir an anderer Stelle diskutiert, wir wollen darauf nicht mehr eintreten (206).

Schließlich haben wir die Temperaturbestimmung an der Schneegrenze folgendermaßen ausgewertet: Der hohen Fehlergrenze wohl bewußt haben wir die Höhe der  $4,5^\circ$ -Isotherme des wärmsten Monats nach den neuesten Angaben der WMO (214) für die gemessenen Stationen des Mittelmeerraumes berechnet und in Karte 2 eingetragen, um einen Anhaltspunkt über die Höhenlage der rezenten Schneegrenze zu gewinnen. Nun fragt sich aber, ob wir die Temperaturgradienten der freien Atmosphäre mit

Schneegrenzhöhen in Zusammenhang bringen dürfen; sollten wir nicht ausschließlich Meßdaten von meteorologischen Höhenstationen verwenden? Zum ersten sind solche Bergstationen recht selten und zum zweiten sind die Differenzen für die Sommermonate unbedeutend. Nach schweizerischen Messungen weichen die Mitteltemperaturen der Bergstationen (Säntis, Pilatus, Weißfluhjoch, Großer St. Bernhard) nicht über  $0,2^{\circ}\text{C}$  von denjenigen der freien Atmosphäre ab. Allerdings ergeben sich in den einzelnen Jahreszeiten etwas größere Differenzen, so daß im allgemeinen die Meßwerte der Bergstationen im Winter etwas kälter und im Sommer etwas wärmer sind als die entsprechenden der freien Atmosphäre (Ackermann 1954). Aus zahlreichen ähnlichen Versuchsanordnungen in Europa, USA und Japan zieht Bögel den Schluß, daß die Wintertemperaturen je nach der geographischen Lage beträchtlich tiefer sein können als diejenigen der Aufstiegsmessungen. Dagegen wird für die extremen Sommermonate, die ja für die Höhenlage der Schneegrenzen entscheidend sind, eine annähernde Übereinstimmung der Temperaturmittel von freier Atmosphäre und Gipfelstationen festgestellt. Flohn führt Werte aus dem mittleren Tien-Schan-Gebirge auf, bei denen die Monatsmittel der Stationen in Hochtallage in den extremen Wintermonaten bis über  $10^{\circ}\text{C}$

niedriger waren als die entsprechenden Aufstiegsmessungen von Alma-Ata. Im Sommer dagegen war kein wesentlicher Unterschied festzustellen (nach Bögel 1956, S. 26/14).

Diese Ergebnisse können wir auch aus dem Mittelmeerraum bestätigen, indem die Julitemperatur beim Observatorium Aetna auf 2950 m Höhe  $8,27^{\circ}\text{C}$  beträgt (323) und mit einem Gradienten von  $0,65^{\circ}/100\text{ m}$  (214) auf  $4,5^{\circ}$  reduziert eine Höhe der mutmaßlichen Schneegrenze von 3530 m ergibt. Nach der freien Aufstiegsmessung haben wir in Messina 3560 m errechnet (Karte 2), die Übereinstimmung mit dem Aetna ist erstaunlich gut. Diese Ergebnisse berechtigen uns, die sommerlichen Temperaturen und Gradienten der freien Atmosphäre als repräsentativ anzusehen. Zusammengefaßt haben wir den rezenten Schneegrenzverlauf im Mittelmeerraum mit der  $4,5^{\circ}$ -Mitteltemperatur des wärmsten Monats ergänzt, um die wenigen gesicherten Schneegrenzhöhen großräumig miteinander zu verbinden und zu vergleichen. Im Augenblick und mit den heute verfügbaren Mitteln schien es uns der einzig gangbare Weg, (über die Korrelation ob. Waldgrenze—rez. Schneegrenze siehe Hermes 1955), vielleicht wird es in Zukunft gelingen, diese klimatische Berechnung nach einheitlicheren Klimaprovinzen zu verbessern und zu verfeinern.

### 3. Zur Problematik des Schneegrenzbegriffs: bisherige und zukünftige Definitionen

#### 3.1. Schneegrenze – Gleichgewichtslinie – Niveau 365

Der Schneegrenzbegriff wird heute so widersprüchlich verwendet, daß er mit Recht in Frage zu stellen ist. Glaziologische und klimatologische Forschungen haben neue Bestimmungsmöglichkeiten eröffnet und uns damit folgendes Problem gestellt: Wie können die bisherigen Schneegrenzangaben mit den neuen Begriffen und Methoden in Übereinstimmung gebracht werden? Wir stehen vor der Auseinandersetzung, die traditionelle Bestimmungsmethode selbst angewendet zu haben und doch einzusehen, daß wir künftighin neue Wege in der Abgrenzung der nivalen Stufe einschlagen müssen. Diese Problematik soll im folgenden kurz erläutert werden.

Klebensberg hat in seinem grundlegenden Werk deutlich zwischen einer klimatischen (regionalen) und lokalen Schneegrenze außerhalb der Gletscher und einer Firnlinie auf dem Gletscher unterschieden (154, S. 29–32), wie es andere Autoren auch schon getan haben (z. B. Richter 1888, Ratzel 1889, Penck 1938, Streiff-Becker 1947 usw.). Diese Un-

terscheidung, zu wenig streng eingehalten, wurde zum Ausgangspunkt zahlreicher Unklarheiten und Unsicherheiten.

– Die Bestimmung einer Schneegrenze außerhalb eines gletscherbedeckten Gebietes ist von zahlreichen Forschern in jüngster Zeit konsequent weiterentwickelt worden (Zingg 1954, Shcheglova 1961 usw.). Zingg hat die klimatische Schneegrenze dort festgelegt, wo die Schneebedeckung auf einem horizontalen Feld bei normaler Exposition 365 Tage dauert. Diese Höhengrenze wird von Zingg als klimatische Schneegrenze, von russischen Forschern als Niveau 365 bezeichnet (176, S. 439).

– Auf dem gletscherbedeckten Gebiet spricht man nicht von Schneegrenze, sondern von Firnlinie (Klebensberg 1948, S. 31). Neuerdings müßten wir den präziseren Begriff der Gleichgewichtslinie gebrauchen, der in unseren alpinen Bereichen ungefähr mit der Firnlinie übereinstimmt, in polar-subpolaren und tropisch-subtropischen Gebieten aber beträchtliche Abweichungen ergeben kann (176, S. 443; 232, S. 106).

– Eine klare Trennung in Schneegrenze außerhalb des Gletschers und Firnlinie oder Gleichgewichtslinie auf dem Gletscher ist aber nie eingehalten worden. Klebelsberg selbst braucht bei der Besprechung der Methoden Kurowski, Höfer usw. den Begriff Schneegrenze, obwohl es sich eigentlich um die Bestimmung einer Gleichgewichtslinie (Firnlinie) handelt. Genau gleich werden die Schneegrenzhöhen im 2. Band von Klebelsberg auf Gletschern bestimmt und als lokale Schneegrenzen, ihre Mittelwerte aber als regionale Schneegrenzen bezeichnet. Finsterwalder spricht in seiner hervorragenden Arbeit von Schnee- und Firngrenze und meint effektiv die Gleichgewichtslinie auf dem Gletscher (86, S. 188). Louis wendet in seinen grundsätzlichen Betrachtungen den Begriff Schneegrenze für das Gebiet außerhalb und innerhalb der Gletscher an (186). Wißmann ermittelt seine orographischen und klima-

tischen Schneegrenzen auf gletscherbedecktem Gebiet» wo die Schneegrenze als Firngrenze das Nährgebiet im Firnbereich vom Zehrgebiet im Bereich der Gletscherzunge trennt» (359). Zahlreiche Autoren ließen sich zitieren, die wie wir Schneegrenzkarten zeichneten und eigentlich Darstellungen der Gleichgewichtslinien meinten.

– Diese Widersprüchlichkeit der Begriffe war so lange bedeutungslos, als man an ihren geringen Höhenunterschied glaubte. Klebelsberg 1948, S. 31: «Die Firnlinie liegt zufolge der Abkühlung durch den Gletscher etwas, um Beträge bis zu 100 m, tiefer als die Schneegrenze im unvergletscherten Gelände nebenan». Diese Auffassung hat sich in den letzten Jahren völlig verändert. Zwischen Gleichgewichtslinie und Niveau 365 ergeben sich folgende Höhendifferenzen (nach Lliboutry 1965, S. 440, übernommen von Malinovsky und Zingg):

	Niveau 365 H1	Niveau der Gleichgewichtslinie H2	H1-H2	Anzahl Tage mit Schneebedeckung auf H2
Franz-Joseph-Land	300 m	300 m	0 m	365
Altai (mittl. Werte)	3350 m	2700 m	650 m	293
Tien Schan N	4500 m	3200 m	1300 m	260
Tien Schan S	4500 m	3700 m	800 m	300
Kaukasus	4300 m	3500 m	800 m	295
Östliche Schweizer Alpen (Zingg)	3200 m	2900 m?	300?	ca. 300

Selbst wenn die Werte des Niveaus 365 noch mit großer Vorsicht aufgenommen werden müssen, weil sie eine große Zahl langjähriger Beobachtungsstationen in verschiedenen Höhenlagen verlangen, so sind doch die bedeutenden Höhendifferenzen zur Gleichgewichtslinie generell richtig. Daraus ergibt sich die dringende Notwendigkeit, die Methoden und Begriffe neu zu überdenken und zu definieren.

– Wie wird der Schneegrenzbegriff heute gebraucht? Mit «Schneegrenze» bezeichnet man die Gleichgewichtslinie (russische Bezeichnung nach Lliboutry 1965, S. 440), die Firnlinie (Finsterwalder 1953), die imaginäre Grenzlinie zwischen Vergletscherungsgrenze (Enquist 1916) und Firnlinie (Østrem og Liestøl 1962, S. 337), die dauernde Schneebedeckung außerhalb des Gletscherareals (Klebelsberg 1948).

Der Begriff «klimatische Schneegrenze» wird heute angewendet für die Gleichgewichtslinie (Lliboutry 1965, S. 447) und für das Niveau 365 (Zingg 1954).

Diese Zusammenstellung ist erschreckend, sie deckt uns die völlige Verwirrung des Schneegrenzbegriffes auf und damit auch die Problematik, eine nivale Zone und eine nivale Stufe abzugrenzen.

### 3.2. Eindeutige Begriffe zur Abgrenzung der nivalen Stufe

Niveau 365 und Gleichgewichtslinie basieren auf klaren und eindeutigen Definitionen, beide haben einen ganz verschiedenen Aussagewert.

*Niveau 365:* Die Untergrenze der dauernden Schneedecke ist die eigentliche Abgrenzung der nivalen Stufe außerhalb der gletscherbedeckten Flächen, das heißt, der subnivale Formenschatz mit der gebundenen und freien Solifluktion wird nach oben durch das Niveau 365 abgeschlossen. Beson-

ders in subtropischen und mediterranen Gebirgen zeigt es sich, daß Gletscher und Frostschuttstufe nebeneinander aufsteigen und sich nicht höhenmäßig ablösen, wie es Frostschuttstufe und Niveau 365 tun würden (vgl. Seite 202). Immerhin müssen wir auch auf die großen Schwierigkeiten zur Bestimmung des Niveaus 365 hinweisen.

– Es braucht zahlreiche Stationen in verschiedenen Höhenlagen mit langjähriger Beobachtungszeit.

– Die Lage der Testgebiete ist nicht einfach. Lokalklimatische Störungen, z. B. Gipfellagen, führen zu starken Abweichungen (364).

– Das Niveau 365 kann meistens nur rechnerisch bestimmt werden, weil in seiner mutmaßlichen Höhe (z.B. Schweizer Alpen über 3000 m) Stationen und Beobachtungsmöglichkeiten fehlen. Ferner liegt dieser Höhenbereich größtenteils in der Felsregion, wo horizontale Flächen in normaler Exposition kaum mehr festzulegen sind.

Trotz dieser Schwierigkeiten zweifeln wir nicht daran, daß das Niveau 365 in Zukunft eine immer bedeutendere Rolle in der klimamorphologischen Höhenstufung spielen wird.

*Gleichgewichtslinie:* Der Gletscher als Klimazeuge wird zur Festlegung einer Höhengrenze immer unentbehrlich sein. Wo Klimastationen fehlen und wo Vergleiche mit der kaltzeitlichen Vergletscherung gesucht werden, können wir uns nur auf die Gleichgewichtslinien der rezenten Gletscher stützen. Sie sind aber durch das lokale Gletscherklima geprägt und liegen entsprechend tiefer als das Niveau 365. In einer neueren Arbeit von Østrem und Liestøl (252, S. 325, 326 und 337) werden in Südnorwegen die Vergletscherungsgrenzen (nach Enquist 1916 = Gipfelmethode) und die Firnlinien (Gleichgewichtslinien) dargestellt und verglichen. Dabei zeigt sich, daß die sogenannten Vergletscherungsgrenzen 200 m höher liegen als die verbundenen mittleren Gleichgewichtslinien. (Auf die zu hohen Werte der Gipfelmethode hat schon Klebelsberg aufmerksam gemacht, S. 31). Die beiden Autoren vermuten dann eine Schneegrenze außerhalb des Gletscherareals zwischen Gleichgewichtslinie und Vergletscherungsgrenze. Diesem Vorgehen können wir nicht zustimmen. Die Vergletscherungsgrenze ist ein sehr ungenauer Begriff, er bezieht sich ebenfalls auf das gletscherbedeckte Gelände und kann deshalb nicht als obere Begrenzung einer Schneegrenze im Sinne eines Niveaus 365 gebraucht werden. Doch wollen wir aus dieser bedeutenden Arbeit festhalten, daß eine Karte der Gleichgewichtslinien (erarbeitet an 34 Gletschern) entworfen wurde, die uns ein klares Bild über die Höhenlage der Vergletscherung Südnorwegens vermittelt. Zweifellos enthält auch diese Methode bedeutende Schwierigkeiten, wenn wir an den Arbeitsaufwand und die sehr großen jährlichen Schwankungen der Gleichgewichtslinie denken.

Aber es ist eine sauber definierbare Höhenlinie, die uns in langjähriger Messung für eine bestimmte Periode eine eindeutige Aussage liefern kann.

*Zusammengefaßt:* Die beiden Begriffe Niveau 365 und Gleichgewichtslinie werden wohl in künftigen Arbeiten eine immer größere Rolle spielen. Diese beiden Höhenlinien lokal in verschiedenen Expositionen und regional in unterschiedlichen Klimaprovinzen zu erarbeiten und zu vergleichen müßte klimamorphologisch äußerst aufschlußreich sein.

### 3.3. Probleme und Begriffe in unserer Arbeit

Für unser Arbeitsgebiet im Mittelmeerraum ergaben sich zahlreiche Schwierigkeiten, die die Anwendung dieser neuen und klaren Definition kaum erlaubten.

– Niveau 365: Vorläufig fehlen die notwendigen meteorologischen Höhenstationen zur Beobachtung der Schneelagen. In Zukunft wird ihre Bestimmung an einzelnen isolierten Punkten möglich sein: Pyrenäen, Sierra Nevada, Gran Sasso, Aetna, Triglav, Olymp, Ulu Dagh, Libanon.

– Gleichgewichtslinie: Die wenigen Gletscherflecken im Mittelmeerraum, abgesehen von den Alpenrandlagen und den Pyrenäen, erlauben keinesfalls eine großflächige Darstellung dieser Grenzlinie. Im übrigen fehlen vielerorts genaue Gletscherbeobachtungen (z. B. Erciyas Dagh).

Vor allem aber dürfen wir nicht vergessen, daß unsere Problemstellung folgendermaßen lautete:

– Schwergewicht auf der letzteiszeitlichen Vergletscherung.

– Ergänzung der eigenen Untersuchungsgebiete mit der Literatur, das bedeutet die Verwendung des bisher gültigen Schneegrenzbegriffs.

Somit stellte sich uns die Frage: Können wir den bisherigen Begriff «lokale Schneegrenze» mit dem neueren Begriff «Gleichgewichtslinie» in Beziehung bringen? Überprüfen wir die bisherigen und am häufigsten angewandten Methoden:

– Die Gipfelmethode von Enquist ergibt durchschnittlich um 100–200 m zu hohe Werte gegenüber der Gleichgewichtslinie (78, 154, 252).

– Die Methode Kurowskis, der durch das Ausplanimetrieren die mittlere Höhe der Gletscher bestimmte, ergibt 50–100 m zu niedrige Ergebnisse gegenüber der Gleichgewichtslinie. (Nach Lliboutry, S. 444: Glacier Olivares bei Santiago de Chile, Kurowskis Schneegrenze 4225, Gleichgewichtslinie 4300 m.)

– Die Methode von Penck und Brückner, daß sich Akkumulationsfläche und Ablationsfläche wie 3 zu 1 verhalten, führt zu viel größeren Fehlern, und ist auf eiszeitliche Gletscher angewendet sehr fragwürdig (Lliboutry, S. 445).

– Zahlreiche weitere Methoden geben noch größere

Abweichungen, wir wollen auf ihre Besprechung verzichten. Die kurzen Ausführungen zeigen aber doch, daß die etwas zu niedrigen Werte Kurowskis der Gleichgewichtslinie bereits sehr nahe kommen. Korrigieren wir sie noch mit der Methode Höfers, so erhalten wir für die relativ kurzen Gletscher des mediterranen Raumes ziemlich genaue Werte. Genau heißt aber, möglichst übereinstimmend mit der Gleichgewichtslinie.

Somit stehen wir vor dem erstaunlichen Schluß, daß das Ringen um die Bestimmung einer lokalen Schneegrenze im Grunde genommen das Suchen nach einem angenäherten Wert für die Gleichgewichtslinie war. Denn die gegenwärtige und eiszeitliche lokale Schneegrenze hat man immer wieder, entgegen der ursprünglichen Definition, an einem Gletscher bestimmt. Weil man aber die Differenz «Schneegrenze» (gletscherfrei) – Firnlinie (gletscherbedeckt) allzu gering einschätzte, hat man ungewollt dem begrifflichen Übergang von der «lokalen Schneegrenze» zur «lokalen Gleichgewichtslinie» den Weg geebnet.

Das heißt, die gesamte Schneegrenzdiskussion löst sich in zwei Begriffspaare auf:

- Lokales und regionales Niveau 365 für eine bestimmte Periode.
- Lokale und regionale Gleichgewichtslinie für eine bestimmte Periode.

#### 4. Die klimamorphologische Bedeutung der Schneegrenzen

Zwei grundsätzlich Beobachtungen stellen den klimamorphologischen Aussagewert einer lokalen und regionalen Schneegrenze in Frage.

##### 4.1. Schneegrenzen–Expositionsunterschiede–Kaltzeitliche Klimaverhältnisse

Wenn sich die Expositionsunterschiede kaum in eine regionale Schneegrenze zusammenfassen lassen, haben dann diese Mittelwerte für die Höhenstufung eines Gebirges überhaupt eine Bedeutung? Wir haben in den vorhergehenden Kapiteln gezeigt, daß die kaltzeitlich gut rekonstruierbaren Expositionsunterschiede doch gewissen Gesetzmäßigkeiten unterstehen. Einseitige Gebirgsvergletscherungen auf den Schattseiten dehnen sich nicht unbeschränkt aus, die maximale Ausweitung haben wir im Mittelmeerraum mit 1400 m gemessen (Fig. 19). Dieser gewaltige Asymmetrieeindruck wird durch die Verwitterungsleistung seit dem Hochglazial verstärkt und zugleich auch verfälscht. Damit meinen wir folgendes:

- Wer würde bei der Betrachtung der südseitigen Trockenschutthänge am Erciyas Dagh eine kräftige

Bewußt haben wir den Ausdruck «klimatische Schneegrenze» weggelassen. Er scheint uns zu sehr mißbraucht und kann kaum mehr sauber eingeordnet werden. In der klimatischen Bestimmung einer Schneegrenze oder Gleichgewichtslinie wird er nochmals anklingen, aber nicht mehr als Schneegrenzdefinition, sondern als sinngemäßes Hilfsmittel zur angenäherten Festlegung einer Schneegrenzhöhe (vgl. Seite 193).

Aufbauend auf früheren Arbeiten haben wir weiterhin die Begriffe der lokalen und der regionalen Schneegrenze verwendet, denn für die Zusammenstellung der letzteiszeitlichen Vergletscherung im Mittelmeerraum waren wir auf die bisherigen wertvollen Ergebnisse angewiesen. Aber sie alle basieren auf der Höhenlage des vergletscherten Areals (Gleichgewichtslinie?) und haben mit einer Schneegrenze außerhalb des gletscherbedeckten Geländes (Niveau 365) nichts zu tun. Im einzelnen konnten wir nicht alle verzeichneten Schneegrenzhöhen überprüfen. Bei vielen war die Bestimmungsmethode unklar, so daß in Zukunft noch manche Änderung zu erwarten ist. Zusammengefaßt bleibt eine gewisse Kontinuität der Begriffe und Methoden gewahrt, doch sollte unsere Diskussion zeigen, wie die bisherigen ungenauen geographischen Begriffe in sauber definierbare glaziologisch-klimatologische Bezeichnungen übergeführt werden könnten.

Würmvergletscherung vermuten? Alle bisherigen Bearbeiter haben sich von diesem Bild täuschen lassen, niemand erwartete mitten in Anatolien südexponierte Gletscher (Abb. 7, 8). Zahlreiche weitere Beispiele ließen sich aus dem Taurus (Abb. 20–23) und der Sierra Nevada zitieren. Diese Befunde lehrten uns, die Vergletscherungsasymmetrien nicht zu überschätzen und die geomorphologische Bedeutung einer Schneegrenze nicht zu unterschätzen.

- Zugleich ließ sich aus dieser unterschiedlichen Hangformung quantitativ und qualitativ ein Maß für die Verwitterung gewinnen, weil die Schuttmengen vielerorts mit glazialen Formen verknüpft waren (siehe Erciyas Dagh und Taurus). Zukünftige Untersuchungen werden vielleicht ein nach Exposition, Gestein und Zeit differenziertes Abtragungsmaß erarbeiten, das im Vergleich mit andern Klimazonen wesentliche Hinweise auf die klimamorphologische Oberflächenformung geben müßte. Jedenfalls kommen wir heute schon zum Schluß, daß in mediterranen und subtropischen Gebirgen kaltzeitliche Glazialformen völlig verschüttet sein können. Damit aber wird eine falsche und übertriebene Vergletscherungsasymmetrie vorgetäuscht.

- Mit diesen Überlegungen wollen wir aber nicht

etwa die Tatsache oder die Bedeutung der großen Expositionsunterschiede herabmindern. Sie sind erstaunlich groß, und sie müssen für die kaltzeitlichen Klimaverhältnisse zu denken geben. Große Unterschiede zwischen Sonn- und Schattseite sind vor allem einer sommerlichen Ablationswirkung zuzuschreiben. Das niederschlagsreichere und strahlungsärmere Winterhalbjahr ist dafür kaum oder nur zu einem geringeren Teil verantwortlich. Daraus müssen wir schließen, daß die sommerliche Strahlungswirkung auch in den Kaltzeiten außerordentlich groß gewesen sein muß. Wenn wir kaltzeitliche Sommerniederschläge im Mittelmeerraum annehmen, dann müssen sie eher in Form von kurzen und heftigen Güssen aufgetreten sein, ähnlich den heutigen Frühlings- und Herbstspitzen, so daß sich die Strahlung klimamorphologisch voll auswirken konnte.

In keiner andern Klimazone treten so große Expositionsunterschiede auf wie in den Gebirgen des subtropischen Raumes, dementsprechend ist der Ausprägungsgrad einer regionalen Schneegrenze in dieser Zone auch am schwächsten. Wir haben aber gezeigt, daß gewisse Gesetzmäßigkeiten existieren (S. 189). Mit diesem Wissen haben wir Lage und Höhe, Orographie und Klimatologie eines Gebirges zu beurteilen. Wenn uns das gelingt, dann bedeuten selbst regionale Schneegrenzangaben schon wesentliche Hinweise auf die klimamorphologische Höhenstufung eines Gebirges.

#### *4.2. Nivale Stufe – Frostschuttstufe – Kaltzeitliche Klimaverhältnisse*

In subtropischen Gebirgen tritt die nivale Stufe nicht über, sondern vielfach neben die Frostschutt- oder Soliflukststufe (Klaer 1962). Bedeutende Asymmetrien zwischen glazial und periglazial überformten Hängen treten auf, und über glazialen Kar- und Talformen steigen Frostschutthänge bis in die höchsten Gipfelregionen. Ist da eine bestimmte Schneegrenzhöhe wirklich noch der Untergrenze einer nivalen Stufe gleichzusetzen? Zur Lösung dieser Frage müssen wir auf die Diskussion des Schneegrenzbegriffes zurückgreifen. Die obere Begrenzung der Frostschuttstufe ist ganz eindeutig das Niveau 365, keinesfalls eine Schneegrenze, die wir aus tiefsten Karen und Talgletschern ermittelt haben. Das bedeutet für heutige Verhältnisse, daß das Niveau 365 ganz bedeutend über den höchsten Gipfeln des Mittelmeerraumes liegen würde oder ca. 500–1000 m über den rezenten Schneegrenzen oder Gleichgewichtslinien (geschätzt nach den Beispielen von Lliboutry, S. 440). Kaltzeitliche Verhältnisse waren vielleicht nicht so extrem, immerhin blieben zahlreiche Gipfel unter dem Niveau 365, aber über den Gleichgewichtslinien der sie umgebenden Gletscher.

Das heißt: In bestimmten Klimazonen können Gletscher vollständig in der Frostschuttstufe liegen. Dafür zitiert Lliboutry ein einzigartiges Beispiel: Der Aconcagua (Anden, 32° 40' S) ist von großen Gletschern umgeben, aber zwischen 5500 m und dem Gipfel 6954 m dehnen sich gewaltige Frostschutthänge aus (Lliboutry S. 451). Diese Erscheinung stimmt mit den Beobachtungen aus dem Mittelmeerraum teilweise überein. Wir möchten sie folgendermaßen interpretieren:

– Feuchte Sommerschneefälle haften in starker Windexposition auf den höchsten Gipfeln, trockener und kalter Winterschnee wird verblasen. In sommertrockenen Gebieten überdauert der Schnee nicht in freier Gipfel- und Hanglage, die Gletscher bilden sich in tieferen Sammelmulden und Talanfängen. (Lliboutry 1965, Galibert 1965).

– Diese Tatsachen weisen auf die besonderen Klimaverhältnisse im Hochgebirge hin: Hoher Anteil der direkten Strahlung, geringere Luftfeuchtigkeit zu bestimmten Tages- und Jahreszeiten, hohe Durchlässigkeit der Atmosphäre usw. (Galibert 1965, S. 318). Diese besonderen Erscheinungen sind in ihrer Höhenstufung noch zu wenig genau bekannt und doch für die Oberflächenformung von höchster Bedeutung. Sommertrockene Gebiete müssen in ihren Hochzonen noch extremeren Bedingungen unterliegen, die sich auf die Vergletscherung entscheidend auswirken, und die wir im Augenblick noch zu wenig überschauen.

– Die wichtige Frage ist gestellt, ob das kaltzeitliche Vergletscherungsbild im Mittelmeerraum auf Sommerschneefälle hinweist oder nicht. Dagegen sprechen die großen Vergletscherungsasymmetrien und die häufige Beobachtung, daß Frostschutthänge neben und über den Glazialformen aufsteigen, wie wir es eingangs geschildert haben. Dafür spricht die häufige Beobachtung, daß die eiszeitliche Vergletscherung bis in die Gipfelregionen aufsteigt und höchste Kreten in Kare und Hochmulden auflöst, wie wir es besonders schön im Taurus (Abb. 14, 24, 25), in der Sierra Nevada, im Ak Dagh (Abb. 28, 29) und teilweise sogar am Erciyas Dagh beobachtet haben. Wenn wir uns die kaltzeitliche Vergletscherung einer Sierra Nevada (204, Karte 4), eines Taurus (Fig. 3) oder eines Erciyas Dagh (Fig. 1) vorstellen, so werden wir an alpine Verhältnisse erinnert, wo die Gletscher in den höchsten Gipfelhängen und -karen wurzeln, Einsattelungen im Gratverlauf zu Transfluenzpassen umgestalten und selbst Südseiten zu Firnfeldern werden (z. B. Olymp, Abb. 36). Diese Erscheinungen sind nicht den heutigen Gletscherlagen oder den Verhältnissen am Aconcagua vergleichbar. Wir kommen zum Schluß, daß die eiszeitliche Vergletscherung des Mittelmeerraumes für Sommerschneefälle spricht, aber nicht im gleichen Ausmaße wie in gemäßigten Breiten. Sie waren zu gering oder zu selten, um das Niveau 365 in die

Nähe der mittleren Gleichgewichtslinien hinunterzudrücken, das heißt, zahlreiche Gletscher befanden sich in der Frostschuttstufe, und die Expositionsunterschiede wurden deutlich ausgeprägt. Sie waren aber doch vorhanden, so daß sich in niederschlagsbegünstigten Gebirgen eine alpin anmutende Vergletscherung bilden konnte, die sich von heute sommertrockenen Gebieten deutlich unterscheidet.

– Eine lokale und regionale Schneegrenze hat ihren

klimamorphologischen Aussagewert, aber wir müssen die Begriffe klären und die Gesetzmäßigkeiten kennen. Ein kaltzeitliches Niveau 365 können wir nicht rekonstruieren, nur einen angenäherten Wert der ehemaligen Gleichgewichtslinien, den wir als Schneegrenze bezeichnen. Wenn wir um diese Differenzierung wissen, muten wir einer Schneegrenze auch keine klimamorphologische Aussage zu, die sie nie haben kann.

## 5. Die klimamorphologische Höhenstufung in den mediterranen Hochgebirgen

### 5.1. Obere Waldgrenze – Rezente Schneegrenze

Wir beschränken unsere Zusammenstellung nur auf die wenigen Hochgebirge um und über 3000 m, an

denen wir eine rezente Schneegrenzhöhe diskutiert und bestimmt haben. Zum Vergleich fügen wir zwei Werte von der Alpen N- und S-Seite bei.

	Rez. Schneegrenze Regionalwert	Ob. Waldgrenze Mittelwert	Abstand Sgr. -Wgr.
<i>Zentraler Raum</i>			
Alpen N-Seite, Hochalpenrand Berner Oberland	2800 m	1900 m	900 m
Alpen S-Seite, Hochalpenrand Tessin-Basodino	2950 m	1950 m	1000 m
Gran Sasso, Abruzzen	3100 m	1800 m	1300 m
<i>Westlicher Raum</i>			
Pyrenäen Mt. Perdu-Maladetta	3100 m	2200 m	900 m
Sierra Nevada	3650 m	2200 m	1450 m
Hoher Atlas (Toubkal)	4500 m	2700 m?	1800 m
<i>Südöstlicher Raum</i>			
Erciyas Dagh	4000 m	2500 m?	1500 m
Taurus (Hoher Bolcardagh)	3650 m	2150 m	1500 m
Libanon	3700 m	2200 m	1500 m

Aus dieser vereinfachten Zusammenstellung ergibt sich folgendes:

- Gegenüber den Angaben von Hermes (126) erhalten wir im zentralen und südlichen Mittelmeerraum größere Abstandswerte Schneegrenze–Waldgrenze. Die Ursachen sind immer dieselben: Die rezenten Schneegrenzwerte von Hermes sind nach vereinzelt Gletscher-, Firn- und Schneeflecken allzu tief festgelegt und übernommen worden.
- Unsere Abstandswerte, beschränkt auf wirklich

vergleichbare Hochgebirge, zeigen eindeutige Zunahmen von N nach S und zugleich von maritimen nach kontinentalen Klimaprovinzen. Wir wollen in unserem Zusammenhang nicht auf die Probleme einer Waldgrenzen-Bestimmung eintreten (z. B. im Hohen Atlas), sondern mit diesen vereinfachten Mittelwerten auf eine auffallende Systematik in diesen Abstandsverhältnissen hinweisen.

- Die Frage ist gestellt, wie sich diese Abstandswerte in der südlich anschließenden Trockenzone verhalten

ten. Einerseits unterstützt Hermes in seiner weitgespannten Arbeit die Annahme Büdels, daß eine hypothetische Waldgrenze über Hoggar und Tibesti auf über 4000 m festzulegen wäre (Hermes 126, S. 188, 34; S. 125). Andererseits kommt Hermes nach den Befunden in den trockenen Hochanden zum Schluß, daß zunehmende Aridität die Gleichsinnigkeit des Anstiegs nicht nur divergieren läßt, sondern sogar eine gegenläufige Bewegung beider Grenzen auslösen kann: Abstieg der Waldgrenze, rapides Hinaufrücken der Schneegrenze.

Wir wollen diese Widersprüchlichkeit vorläufig offenlassen, es fehlt uns das notwendige Beobachtungsmaterial und vor allem eine genaue Kenntnis der einzelnen Klimaelemente in den Hochgebirgen der Trockengürtel. Schon mit der Annäherung an die aride Zone wird die Bestimmung einer Waldgrenze äußerst problematisch. So ist z. B. der Wert 2700 m für den Hohen Atlas sehr fragwürdig, Troll spricht von 3000–3200 m (346, S. 135).

Schneegrenzen und Waldgrenzen reagieren auf Lage- und Klimaveränderungen unterschiedlich, wobei die Schneegrenzen bedeutend empfindlicher schwanken als die Waldgrenze. Die Schneegrenze steigt im Mittelmeerraum von N nach S viel rascher an als die Waldgrenze; die Abstandswerte vergrößern sich von ca. 1000 m im nördlichen auf ca. 1500 m im südlichen Mittelmeer. Diese Erscheinung weist auf die kräftige Ausweitung der Frostschuttstufe von N nach S oder von maritimen zu kontinentalen Klimaprovinzen hin.

Obwohl die Waldgrenze nicht die Untergrenze der gebundenen und freien Solifluktion bedeuten muß (Kaiser 1965), ist sie doch im alpinen Bereich eine deutliche Abgrenzung der subnivalen Stufe (Frostschuttstufe und Mattenstufe). Im mediterranen Raum und besonders in der Annäherung an Trockengebiete ist die Waldgrenze als Höhengrenze viel fragwürdiger, weil sie selten geschlossen auftritt, sondern meistens nur nach isolierten und kleinen Beständen festgelegt werden kann (z. B. Erciyas Dagh, Libanon, Hoher Atlas usw.). Deshalb können Frosterscheinungen flächenhaft weit unter einer sogenannten Waldgrenze auftreten (z. B. Libanon: 146, 147, 140, 207) und dadurch die Solifluktionsstufe zusätzlich ausweiten.

### 5.2. Solifluktionsgrenze – Schneegrenze

Auf unseren Begehungen haben wir zahlreiche Beobachtungen über gebundene und freie Solifluktionserscheinungen gesammelt. Da wir uns aber aus zeitlichen Gründen streng an das glazialmorphologische Arbeitsziel halten mußten, erfolgte die Kartierung der Frostformen zu wenig systematisch, so daß wir auch auf eine genaue Auswertung und Darstellung verzichten wollen (siehe Hinweise in den einzelnen Kapiteln). Beschränken wir uns auf die folgende Zusammenstellung:

	Rez. Schneegr. Regionalwert	Ob. Waldgrenze Mittelwert	Gebundene Solifluktion Kernzone	Freie Solifluktion Kernzone
Schweizer Alpen (nach 9, 102, 103)	2700—3300	1800—2200	2200—2600	2600—3100
Sierra Nevada	3650	2200	2300—2700	2700—3400
Hoher Atlas – Toubkal (nach 9)	4500	2700	2500—3200	3100—4100

Vergleichen wir die Kernzonen-Untergrenze der gebundenen Solifluktion mit der Schneegrenze, so ergibt sich ein Abstandswert, der von mindestens 500 m in den Alpen auf 2000 m im Hohen Atlas ansteigt. Vergleichen wir den gesamten Höhenbereich der gebundenen und freien Solifluktion, so ergibt sich ebenfalls eine Zunahme von ca. 900 m in den Alpen auf 1600 m im Hohen Atlas. Wie wir diese Daten auch auswerten, immer zeigt sich die bedeu-

tende Ausweitung der Solifluktionsstufe. Bei der Diskussion des Schneegrenzbegriffs haben wir auf die Unterscheidung in Schneegrenze außerhalb des Gletschers (Niveau 365) und Schneegrenze auf dem Gletscher (Gleichgewichtslinie) hingewiesen. Diese beiden Grenzlinien klaffen über dem sommertrockenen Raum des Mittelmeeres und mit der Annäherung an die Trockenzone immer weiter auseinander. Das Niveau 365 als eigentliche Abgrenzung der ni-

valen Stufe steigt viel rascher an als die mittlere Gleichgewichtslinie der Gletscher. Das führt zu einer ständigen Erweiterung der Frostschuttstufe nach der Höhe hin. Die gleiche Erscheinung haben wir beim Abstandswert Schneegrenze–Waldgrenze festgestellt. Diese auffallende Gesetzmäßigkeit wird dadurch verstärkt, daß die gebundene Solifluktion unter eine aufgerissene Waldgrenze absteigt (z. B. Libanon) und die freie Solifluktion neben gletscherbedecktem Gelände in extremer Asymmetrie aufsteigt (z. B. Erciyas Dagh).

Schneegrenze und jegliche Art von Solifluktionsgrenze können nicht gleichsinnig verlaufen, sie unterliegen eigenen Entstehungsbedingungen. Für den Mittelmeerraum im besonderen:

– Die Höhenlage der Schneegrenze wird durch die strahlungsreichen Sommermonate bestimmt und standortunabhängig in die Höhe gedrückt. Die Solifluktionsform dagegen entsteht in der günstigsten Frostwechselzeit, der Rest des Jahres wird standortgebunden inaktiv überdauert.

– Die Schneegrenze wird durch geringe Niederschläge in die Höhe gezwungen. Die Solifluktionsform dagegen entsteht in der kurzen Zeit der größten Feuchtigkeit und Frostwechselwirkung, die Trockenperiode überdauert sie als fertige Form.

– Zusammengefaßt: Die Schneegrenze wird durch die ungünstigsten Verhältnisse bestimmt, weil sie ständig mit dem Klima oszilliert und nicht in einer Art Stillstandslage auf einer bestimmten Höhe überdauern kann. Die Solifluktionsform dagegen ist standortgebunden, entsteht in kürzester Zeit bei optimalsten Bedingungen, überdauert die ungünstige Jahreszeit und wartet als tote Form bis zur erneuten Reaktivierung.

Mit diesen Überlegungen ist eindeutig ausgesagt, daß Schneegrenzen und Solifluktionsgrenzen nicht gleichsinnig reagieren können (vgl. Hövermann 1962). Wenn auch zahlreiche Fragen der Definition und Abgrenzung noch nicht endgültig geklärt sind, so zeigt sich doch in der allgemeinen Höhenstufung, daß die Solifluktionsstufe oder subnivale Stufe von N nach S, vom sommerfeuchten zum sommertrockenen, vom humiden zum ariden Bereich kräftig ausgeweitet wird.

Schneegrenze, Solifluktionsgrenze und Waldgrenze folgen eigenen Entstehungs- und Lebensbedingungen, sie reagieren auf Lage- und Klimaveränderungen nicht gleichsinnig. Aber ihre Abstandsverhältnisse zeigen doch bestimmte Gesetzmäßigkeiten, die die morphologische Höhenstufung der Gebirge je nach Lage, Breite, Klima und Orographie prägen.

## 6. Schneegrenzdepression und kaltzeitliche Klimaverhältnisse

### 6.1. Probleme der Schneegrenzdepression

Die Umrechnung einer letzteiszeitlichen Schneegrenzdepression in eine kaltzeitliche Temperaturerniedrigung ist mit vielen Unsicherheiten und Problemen belastet, die von zahlreichen Autoren diskutiert worden sind (Klute 1921, Paschinger 1923, Machatschek 1913/14 und 1944, Mortensen 1952 und 1957, Flohn 1953, Weischet 1954 und 1960, Morawetz 1960 usw.). Wir wollen nicht im einzelnen auf diese komplexen Fragen eingehen, aber doch die Einwände und Überlegungen zusammenfassen, die den thermischen Aussagewert einer Schneegrenzdepression in unserem Untersuchungsraum betreffen.

#### 6.1.1. Tektonische Bewegungen

Postglaziale Hebungen und Senkungen können die letzteiszeitliche Schneegrenze versetzen und die Schneegrenzdepression verfälschen (190). Wir haben diese Probleme beim Ak Dagh, am Olymp und

im östlichen Mittelmeerraum diskutiert. Schneegrenzdifferenzen ließen sich überall lokalklimatisch erklären und führten nie zu eindeutigen tektonischen Aussagen. Vergessen wir nicht, daß die Fehlergrenze in der Schneegrenzbestimmung so groß sein kann, daß tektonische Folgerungen immer anfechtbar sind. Im übrigen ist es typisch, daß postglaziale tektonische Versetzungen nur in Gebirgsräumen postuliert werden, die knapp unter oder nur wenig über der eiszeitlichen Schneegrenzfläche lagen und deshalb in der Schneegrenzbestimmung durch große Unsicherheiten gekennzeichnet sind (z. B. Kreta 290, Sandras Dagh 283, Olymp usw.). Wir zweifeln aber nicht daran, daß tektonische Bewegungen, verknüpft mit eustatischen Vorgängen, bis in die jüngste Zeit angedauert haben. In Kreta, Beispiel eines sehr mobilen Raumes, ergaben sich seit dem Altertum Landhebungen von weniger als 10 m, vor dem Altertum spielten sich wechselhafte positive und negative Strandverschiebungen ab (121), und jungquartäre Verstellungen größeren Ausmaßes blieben lokal eng begrenzt (57). Im weiteren hat Giermann (111, S. 5 und 10) die epirogenetischen Krustenbewegungen an der spanischen

Südküste untersucht und kommt zum Ergebnis, daß die relativen Landhebungen seit der Prä-Günz-Zeit (Siciliano 1 und 2) ca. 50 m, seit der Würmzeit weniger als 5 m betragen haben. Alle diese Resultate zeigen uns, daß wir nur mit größter Vorsicht und Zurückhaltung tektonische Vorgänge und letzteiszeitliche Schneegrenzhöhen in Zusammenhang setzen dürfen.

### *6.1.2. Eiszeitliche Gletscherstände in den Firnmulden*

Wenn die Firnmulden in der letzten Eiszeit nicht höher lagen als heute (228), müssen sich die letzteiszeitlichen und rezenten Schneegrenzen vom Gebirgsrand bis ins Gebirgszentrum ständig nähern, das heißt, die Schneegrenzdepression muß abnehmen. Liegen ähnliche Erscheinungen vor, wenn ein rezenter Gletscherfleck im gleichen Gipfelkar erhalten blieb, aus dem ein kleiner eiszeitlicher Gletscher hervorging? Wir haben mehrmals auf die Gefahr aufmerksam gemacht, daß auf Grund von kleinen Wandfußgletschern zu geringe Schneegrenzdepressionen angenommen werden. Jedenfalls können eiszeitlich und rezent gleich hohe Firnmulden nicht mit einer jährlichen Temperaturinversion von 10–15° erklärt werden, wie es Mortensen versucht (228). Kaltzeitlich ähnliche sommerliche Einstrahlungsverhältnisse und verminderte Niederschläge sind wesentlichere Argumente, um diese eigenartige Erscheinung zu erklären, die in Zukunft wohl noch gründlicher untersucht werden muß.

### *6.1.3. Schneegrenzen, Sommertemperatur, Sommer-trockenheit*

Die ermittelten Depressionswerte im Mittelmeer-raum stützen sich auf eiszeitlich genaue und rezent ungenaue Angaben. Die kaltzeitlichen Schneegrenzen sind meistens regional gesicherte Befunde, währenddem die rezenten Werte nach vereinzelt Gletschern geschätzt und mit Temperaturberechnungen ergänzt wurden. Unsere rezenten Schneegrenzhöhen im südlichen und östlichen Mittelmeer-raum (z. B. Hoher Atlas und Libanon) sind Minimalwerte, eine Erhöhung ist in Zukunft aus folgenden Gründen möglich: Die extrem sommertrockenen Gebiete können niedrigere Julitemperaturen an der Schneegrenze aufweisen als 4,5°, das heißt, wir sollten möglicherweise die Temperatur des wärmsten Monats an der Schneegrenze um ca. 1–3° herabsetzen, um die sommerliche Trockenheit und Erwärmung zu kompensieren (vgl. Lliboutry, S. 499: Der sommertrockene andine Nevado Juncal

auf 33° S hat eine mittlere Sommertemperatur an der Schneegrenze von –1° C, das Berner Oberland 3,5° C). Das würde aber bedeuten, daß wir die rezenten Schneegrenzen um 200–500 m zu erhöhen und die Schneegrenzdepressionen entsprechend zu vergrößern hätten. Wir haben die Zusammenhänge Juliisotherme und Schneegrenze besprochen, gewisse Übereinstimmungen haben sich im nördlichen und zentralen Mittelmeer gezeigt. Die klimatische Einheitlichkeit des Raumes gab uns die Berechtigung, die gleiche Schneegrenztemperatur auch an der Süd- und Ostküste anzunehmen (Fig. 21). Vielleicht werden künftige Untersuchungen gewisse Korrekturen bringen.

### *6.1.4. Eiszeitliche und gegenwärtige Niederschläge*

Niederschlagsmenge und Niederschlagsverteilung bestimmen den nivometrischen Koeffizienten und beeinflussen den Temperaturgradienten. Sie sind für die Schneegrenzdepression von höchster Bedeutung. Wir werden auf das Problem der kaltzeitlichen Niederschläge zurückkommen (Seite 209). Wir können aber jetzt schon festhalten, daß die Zeit der höchsten Gletscherstände geringere Niederschläge aufwies als heute. Für die Frage der Schneegrenzdepression bedeutet diese Aussage, daß die sommerlichen Temperaturgradienten mindestens so hoch waren wie heute. Es ist kaum anzunehmen, daß sporadische Sommerniederschläge die Gradienten wesentlich beeinflussen konnten.

## *6.2. Schwankungen der Schneegrenzdepression*

### *6.2.1. Maximale Niederschlagszone und Schneegrenzdepression*

Klute (158) und Paschinger (260) haben die Meinung vertreten, daß die Schneegrenzdepressionen in mittleren Breiten sehr groß sein müssen, weil die rezenten Schneegrenzen über und die eiszeitlichen unter der Höhenstufe mit den maximalsten Niederschlägen liegen. Nach der Auffassung der beiden Autoren ergibt sich in dieser Zone ein rasches Absinken der eiszeitlichen Schneegrenzen und dadurch auch ein kräftiges Erhöhen der Schneegrenzdepressionen (ausführlich besprochen in Woldstedt 1961, S. 311). Wir müssen aber zu bedenken geben, daß die Höhenbereiche der maximalen Niederschläge, unterteilt in Regen- und Schneefall, weder für die letzte Eiszeit noch für die Gegenwart genügend geklärt sind.

## Die Temperaturgradienten des wärmsten Monats

(Nach 10jährigen Mittelwerten 1951–1960, WMO 1965)

Kursiv gedruckte Gradienten repräsentieren den mutmaßlichen Höhenbereich der Schneegrenze.

Ort	Geogr. Breite	Höhe in gp m	Temperaturgradient in ° C/100 m	
Frösön (Schweden)	63° 11'	1444—3013	<i>0,56</i>	
		3013—5618		0,62
De Bilt (Niederlande)	52° 06'	1488—3065	<i>0,51</i>	
		3065—5680		0,60
Payerne (Schweiz)	46° 49'	1529—3120	<i>0,55</i>	
		3120—5756		0,58
Mailand	45° 28'	1510—3110	<i>0,66</i>	
		3110—5750		0,62
Nîmes	43° 52'	1523—3133	<i>0,57</i>	
		3133—5789		0,61
Rom	41° 48'	1520—3140		0,60
		3140—5800	<i>0,62</i>	
Messina	38° 12'	1520—3150		0,57
		3150—5830	<i>0,65</i>	
Gibraltar	36° 09'	1547—3188		0,55
		3188—5878	<i>0,73</i>	
Malta	35° 50'	1543—3180		0,60
		3180—5873	<i>0,68</i>	
Aleppo	36° 11'	1454—3108		0,68
		3108—5831	<i>0,62</i>	
Tobruk	32° 05'	1519—3158		0,55
		3158—5869	<i>0,60</i>	
Kairo	30° 08'	1505—3154		0,51
		3154—5897	<i>0,54</i>	
Assuan	24° 02'	5897—7608		0,60
		1514—3181		0,81
Khartum	15° 36'	3181—5932		0,56
		5932—7684	<i>0,50</i>	
		1503—3170		0,79
		3170—5897		0,73
		5897—7646	<i>0,59</i>	

### 6.2.2. Unterschiedliche Temperaturgradienten und Schneegrenzdepression

Zum Problem der verschiedenen Schneegrenzdepressionen finden wir in Wißmann (359, S. 224) folgende Hinweise von Flohn: «Einer reinen Temperatursenkung im Sommer um 4° C entspricht in (sommerlich) ariden Gebieten eine Schneegrenzdepression von 400 m; unter humiden Bedingungen (im Sommer) entspricht einer reinen sommerlichen Temperatursenkung um 4° C eine Schneegrenzdepression von 800 m. Dies ergibt sich aus dem Unterschied zwischen trockenadiabatischem und feuchtadiabatischem Temperaturgefälle und kann einem Stüve-Diagramm entnommen werden.»

Dieser Hinweis scheint uns die zahlreichen Schwankungen der Schneegrenzdepression zwischen maritimen und kontinentalen Bereichen zu erklären. Wir haben in der obigen Tabelle einige repräsentative Temperaturgradienten aus dem Mittelmeergebiet und der beidseits anschließenden humiden und ariden Zone zusammengestellt (214).

Aus dieser Zusammenstellung geht deutlich hervor, daß die Gradienten im Höhenbereich der heutigen Schneegrenzen von Mailand 0,66 über Rom 0,62, Messina 0,65, Gibraltar 0,73, Malta 0,68 bis Tobruk 0,60 und Aleppo 0,62 auffallend ausgeglichen sind. Sie zeigen vom nördlichen zum südlichen Mittelmeerraum keine gesetzmäßigen Veränderungen. Auf jeden Fall ergibt sich keine Gradienterhöhung,

die auf eine Verminderung der Schneegrenzdepressionen hinweisen würde. Da wir aber bloß mit gegenwärtigen Temperaturgradienten operieren, sind verschiedene Fragen nach den kaltzeitlichen Temperaturverhältnissen gestellt:

– Wenn die eiszeitlichen Schneegrenzen größere Schwankungen aufwiesen als die rezenten (Fig. 18), wurden sie von differenzierteren Sommergradienten beeinflusst? Wir haben schon vom geomorphologischen Standpunkt aus auf Sommerniederschläge geschlossen, doch konnten sie kaum so bedeutend sein, daß dadurch die sommerlichen Gradienten wesentlich gemildert wurden.

– Wenn die eiszeitlichen Schneegrenzen vom nördlichen zum südlichen Mittelmeer rascher ansteigen als die rezenten (Fig. 17), dann muß offenbar die eiszeitliche Temperaturerniedrigung im südlichen Randbereich geringer gewesen sein als im nördlichen. 200–400 m unterschiedliche Schneegrenzdepressionen zwischen N- und S-Regionen bedeuten eine Temperaturdifferenz von ca. 1,5–3° C, das heißt, die kaltzeitliche Temperatursenkung war im Süden des Mittelmeeres geringer als im Norden.

– Wenn wir diese Aussage bezweifeln, indem wir mit der Einheitlichkeit des mittelmeerischen Klimaraumes eine gleichmäßige kaltzeitliche Temperatursenkung verlangen, dann müssen wir konsequenterweise eine Abnahme der Niederschläge von N nach S annehmen. Dadurch hätten sich die Temperaturgradienten vergrößert und die Schneegrenzdepressionen verkleinert.

– Zusammengefaßt sehen wir keine Möglichkeit, zur Zeit des maximalen Vergletscherungsstandes eine Pluvialzeit (evtl. mit Sommerniederschlägen) im südlich einsetzenden Trockengürtel in diese Tatsachen und Überlegungen einzubauen. Größere Niederschläge im Hochglazial würden einem eiszeitlich verstärkten Schneegrenzanstieg widersprechen (206). Höchstens könnten die rezenten Schneegrenzen im Hohen Atlas, Libanon und Taurus künftighin bedeutend höher veranschlagt und dadurch die Schneegrenzdepressionen entsprechend vergrößert werden. Genauere Kenntnisse des mediterranen Hochgebirgsklimas könnten solche Korrekturen verlangen.

### 6.2.3. Relief, Lokalklima und Schneegrenzdepressionen

Wo bedeutende Massenerhebungen (Skandinavien, Alpen, Balkan) oder ausgedehnte Hochländer mit geschlossenen Gebirgsrändern (Anatolien, Iran, Hochasien) vorhanden waren, stand die erniedrigte Schneegrenze der letzten Eiszeit unter einem viel stärkeren Einfluß der Exposition und des Reliefs. Senkung der Schneegrenze und Zunahme der Niederschläge in fester Form (womit nicht eine abso-

lute Niederschlagszunahme gemeint sein muß) brachte die Exposition zu kräftigerer Wirkung, als dies bei einer hochliegenden, knapp die Gipfflur berührenden Schneegrenze möglich ist. Die Gebirgsränder oder klimatischen Gunstlagen zeichneten sich in tief hinuntergedrückten Schneegrenzen wirkungsvoll ab, die inneren Beckenzonen oder Hochländer dagegen blieben wie heute im Niederschlagschatten und zwangen die Schneegrenze in die Höhe. Bedenken wir, daß zum Beispiel im Mittelmeerraum wärmeiszeitlich über 200 Gebirge vergletschert waren, heute aber nur noch 2–3, dann verstehen wir das unterschiedliche Verhalten der beiden Schneegrenzen. Weil sich niederschlagsreiche und niederschlagsarme Zonen in einer niedrigen Schneegrenze kräftiger auswirken als in einer hochliegenden (Staulagen, Schattenlagen), verändert sich die Schneegrenzdepression zu größeren Werten in regenreichen und zu kleineren Werten in regenarmen Zonen.

### 6.3. Temperaturdepression und Schneegrenzdepression

#### 6.3.1. Die letzteiszeitliche Temperaturdepression nach verschiedenem Beobachtungsmaterial

Fassen wir die verschiedensten Beobachtungstatsachen summarisch zusammen, so müssen wir nördlich der Alpen mit einer Juli-Temperaturdepression von mindestens 10° rechnen (321, 287, 112, 352 usw.). Liedtke schloß nach Eiskeilfunden am Lovcen in Dalmatien auf eine kaltzeitliche Jahrestemperatursenkung von mindestens 10° (175). Demangeot schlägt für Rom eine wärmeiszeitliche Temperatur von –5° für den Januar und von 13° für den Juli vor. Das würde eine Temperaturerniedrigung von ca. 12° für den Januar und von 11,5° für den Juli ergeben (66). Alle diese Werte dürften sich eher auf bodennahe Luftschichten beziehen und müßten bis zur mittleren Troposphäre um ca. 1–3° reduziert werden.

Die Meerestemperaturbestimmungen von Emiliani sind im Augenblick noch nicht vollständig überschaubar. Einerseits wird uns aus dem östlichen Mittelmeer eine Verminderung der Oberflächentemperaturen um 6–7° überliefert (76, S. 59), andererseits liegen Angaben von kaltzeitlichen Sommertemperaturen des Oberflächenwassers im östlichen Mittelmeer von 8–12° vor (nach 66, S. 266), was auf größere sommerliche Depressionen hinweisen würde.

Fassen wir die bisherigen Ergebnisse für die letzteiszeitliche Temperaturdepression des wärmsten Monats zusammen, so ergibt sich folgendes provisorische Bild: Nördlich der Alpen mehr als 10°;

südlich der Alpen und im Mittelmeerraum in maritimer Lage weniger als  $10^\circ$ , in kontinentaler Lage bis  $10^\circ$ ; an der Süd- und Ostküste im Einflußbereich der Trockengebiete schätzungsweise  $6\text{--}7^\circ$ . Differenz zwischen nördlichem und südlichem Mittelmeer ca.  $3^\circ$ . Stimmen diese Werte mit den Schneegrenzdepressionen überein?

### 6.3.2. Die letzteiszeitliche Temperaturdepression berechnet nach der Schneegrenzdepression

Wir haben die Beziehung Schneegrenze–Sommertemperatur diskutiert und gesehen, daß innerhalb einer relativ großen Fehlergrenze ein Zusammenhang besteht. Auf Grund dieser Beziehung wurden zahlreiche letzteiszeitliche Temperaturdepressionen berechnet, die aber fast durchwegs zu niedrig ausfielen. Wo sind die Ursachen? Statt noch einmal auf das komplexe Klimaproblem einzutreten, wollen wir uns die grundsätzliche Frage stellen, ob denn eigentlich unsere bisherigen Depressionsbeträge richtig sind.

Alpen-Nordseite: Die letzteiszeitliche Schneegrenze ist im schweizerischen Mittelland sehr wahrscheinlich etwas unter 1200 m anzusetzen. Jedenfalls weist eine Schneegrenze von weniger als 900 m im Schwarzwald darauf hin (85). Überdies wäre die gewaltige Ausdehnung der Vorlandvergletscherung kaum denkbar, wenn nicht die Eishöhen um 1100 m bereits die «Schneegrenze» erreichten.

Die rezente Schneegrenze liegt heute im Berner Oberland in der Schattseite auf ca. 2700 m, in der Sonnseite auf ca. 2900 m (Aletschgletscher nach 144, S. 3), im Mittel auf ca. 2800 m. Daraus ergibt sich eine Schneegrenzdepression von ca. 1700 m, bedeutend größer als bisher angenommen. Sehen wir von der Idee Mortensens ab, der kaltzeitlich nur die untersten Luftschichten bis 2500 m abkühlen läßt (228), so ergibt sich mit einem Juli-Temperaturgradienten von  $0,6^\circ/100\text{ m}$  (gemäß den geringeren Niederschlägen) eine kaltzeitliche Temperatursenkung des wärmsten Monats von ca.  $10^\circ$ .

Alpen-Südseite: Die letzteiszeitliche Schneegrenze ist im Tessin auf 1600 m, am Monte Grappa sogar auf 1400 m festgelegt worden (155, 157). Die regionale rezente Schneegrenze schätzen wir im Tessin (z. B. Raum Basodino) auf 2900–3000 m. Das ergibt eine Schneegrenzdepression von 1300–1600 m. Rechnen wir einen Mittelwert mit einem Juli-Gradienten von  $0,65^\circ/100\text{ m}$  um, so erhalten wir eine Temperatursenkung des wärmsten Monats von  $9\text{--}9,5^\circ\text{ C}$ .

Mittelmeerraum: Die Schneegrenzdepressionen schwanken zwischen 1300 m im zentralen und ca. 1000 m im südlichen und südöstlichen Mittelmeerraum. Die Unsicherheit dieser Angaben haben wir

diskutiert. Da es sich um Mindestwerte handelt, sind auch die entsprechenden Temperaturergebnisse als Minimalwerte anzusehen. Rechnen wir die Depressionsbeträge mit einem Juli-Gradienten von  $0,65^\circ/100\text{ m}$  um, so ergeben sich kaltzeitliche Temperaturerniedrigungen im zentralen Mittelmeer von ca.  $8,5^\circ$ , im südöstlichen Mittelmeer von ca.  $6\text{--}7^\circ$ . Ordnen wir diese Ergebnisse in unser heutiges Wissen über die kaltzeitlichen Klimaverhältnisse ein, so zeigen sich interessante Übereinstimmungen. Nördlich der Alpen wird eine sommerliche Temperatursenkung von mehr als  $10^\circ$  vertreten, südlich des Mittelmeeres vermindert sie sich bis in die Tropenzone auf einen Jahreswert von ca.  $4^\circ$  (94, 38). Unsicherheiten bleiben aber bestehen, z. B. sind die französischen Ergebnisse aus den persischen Hochgebirgen, die eine kaltzeitliche Temperatursenkung von  $3^\circ$  postulieren, nur schwerlich in diese Depressionsfolge einzuordnen (31).

#### Zusammengefaßt:

– Der Mittelmeerraum ist ein Übergangsbereich zwischen verschiedenen Klimazonen, das zeigt sich im Verlauf der eiszeitlichen und gegenwärtigen Schneegrenzen.

– Eine gewisse Einheitlichkeit des mittelmeerischen Klimaraumes bindet auch die südlichsten Bereiche an die allgemeinen Zirkulations- und Klimaverhältnisse der Kaltzeit. Ähnliche Frostbodenerscheinungen finden wir in vergleichbarer Höhenlage im nördlichen (49, 342 usw.) und im südlichen (119 usw.) Mittelmeer. Genau gleich steigen die Schneegrenzen von N nach S nur langsam an, erst unmittelbar südlich des Mittelmeeres folgt ein knickartiger Anstieg.

– Die eiszeitlichen Sommertemperaturerniedrigungen lassen sich mit den Schneegrenzdepressionen berechnen. Sie nehmen von N nach S um  $1,5\text{--}3^\circ$  ab, sehr wahrscheinlich würden sie sich nach Eintritt in die Trockenzone sprunghaft vermindern.

– In diesen Überlegungen sind die eisbürtigen Inversionsbildungen nicht berücksichtigt, die über allen Vergletscherungsgebieten auftreten (94). Da wir uns aber auf die Temperaturdepression des wärmsten Monats beschränkt haben, dürfte die Reduktion für die Luftschichten zwischen 1000 und 3000 m nicht sehr bedeutend sein und vor allem für die kleinen Gebirgsvergletscherungen des Mittelmeerraumes überhaupt außer Betracht fallen.

– Aus dem aufgezeichneten Schneegrenzverlauf (Karte 1 und 2) ergeben sich Depressionsbeträge, die in Temperatursenkung umgerechnet mit den bisherigen Ergebnissen anderer Forschungsrichtungen annähernd übereinstimmen. Sollte man in Zukunft die schwer faßbaren rezenten Schneegrenzen noch höher ansetzen, so würden sich größere Depressionsbeträge und somit auch etwas höhere kaltzeitliche Temperaturerniedrigungen ergeben.

## 7. Das Mittelmeer in der Eiszeit und in der Gegenwart

### 7.1. Das Meer

#### 7.1.1. Die Bedeutung der eiszeitlichen Meeresregression (vgl. Fig. 18)

Bezogen auf heute können wir mit einer letzteiszeitlichen Meeresspiegelsenkung von ca. 90 m rechnen, bezogen auf die letzte Interglazialzeit sogar mit ca. 105 m (268, S. 88). Die für unseren Zusammenhang bedeutendsten Küstenveränderungen seien im folgenden kurz zusammengefaßt:

#### Straße von Gibraltar:

Die 500–1100 m tiefe Straße von Gibraltar hat sich mit ihren Steilufern während der letzteiszeitlichen Meeresregression nicht wesentlich verengt. Dagegen erfuhr der westliche Zugang zur Meeresstraße eine ganz bedeutende Veränderung. Nördlich von Tanger verbreitert sich der Schelf und die Wassertiefe nimmt ab. Eine Europa und Afrika verbindende Schwelle quert das Meer, nur durch 3 E–W-Rinnen zerfurcht. «Diese drei Rinnen dürften auf die Erosionskraft der starken E–W-Bodenströmung zurückzuführen sein, die maximal 2 m/sec erreichen kann, wobei 2,5 cm große Gerölle noch erodierend wirken. Das Maximum an Tiefe wird in der südlichsten Rinne mit etwa 330 m erreicht. Es ist durchaus möglich, daß die Schwelle während der Mindelvereisung, die im Mittelmeer eine Spiegelsenkung um 200 m hervorrief, trocken lag und daß die Rinnen erst nachher entstanden sind». (Zitiert nach Giermann 1961, S. 21). Für die Würmeiszeit haben wir auf dieser Linie der geringsten Wassertiefen (109, Karte 1 und 4) folgende Breiten und Tiefen errechnet, wobei wir mögliche tektonische Verstellungen und erosive Eintiefungen seit dem Beginn des Postglazials vernachlässigen:

	Würmeiszeit	Gegenwart
Breite	ca. 10 km	ca. 25 km
Breite mit über 100 m Wassertiefe	ca. 5 km	ca. 10 km
Breite mit über 200 m Wassertiefe	ca. 1 km	ca. 5 km

Die eiszeitliche Einengung ist ganz bedeutend und die Frage ist gestellt, wie weit der heute intensive Wasseraustausch durch die Straße von Gibraltar unterbunden oder gedrosselt wurde. Eine Verminderung der warmen Ausgleichsströmung Atlantik–Mittelmeer hätte sich zweifellos auf die Oberflächentemperaturen und das Klima des gesamten Raumes ausgewirkt. Stehen die relativ niedrigen Solifluktions- und Schneegrenzen im westlichen Mittelmeer-

raum mit dieser Erscheinung in Beziehung? (vgl. Guillien et Rondeau 1966, S. 266: «La Méditerranée – peut-être privée de l'arrivée des eaux chaudes atlantiques – . . .»). Wir können diese komplexe Frage im heutigen Zeitpunkt nicht eindeutig entscheiden; genauere Untersuchungen werden nötig sein, um die kaltzeitlichen Strömungsverhältnisse qualitativ und quantitativ besser zu verstehen und zu deuten.

#### Adria:

In der trockengelegten nördlichen Adria sammelte der Po die Flüsse der Umrandung und endete im Pomo-Tief zwischen Pescara und Sibenik (268). Diese gewaltige Vergrößerung der «Po-Ebene» ließ eine relativ einheitliche Klimaprovinz zwischen Norditalien und Norddalmatien entstehen, was im kaltzeitlichen Schneegrenzverlauf zum Ausdruck kommt (Seite 176).

#### Aegäis:

Zahlreiche Inseln wurden dem Festland angegliedert. Z. B. Euböa, ein Teil der nördlichen Sporaden, Thasos, Samothraki usw. an die griechische Küste und Imbros, Lemnos, Lesbos, Khios, Samos, Kos usw. an die türkische Küste. Die Kykladen hatten kaum eine feste Landverbindung, so daß ein Eindringen des Meeres während der letzten Kaltzeit bis in die nördliche Aegäis angenommen werden darf. Diese Tatsache hat sich auf die Gebirgsvergletscherungen des östlichen Griechenlands (Olymp) und der westlichen Türkei (Ulu Dagh) ausgewirkt (Seite 160).

#### Straßen von Messina und Tunis:

Neuere Lotungen zwischen Sizilien und Kalabrien zeigen eine Schwelle von –90 bis –96 m, so daß in der letzten Kaltzeit auch diese Meeresstraße weitgehend trockengelegt war (271, S. 59). Vom westlichen zum östlichen Mittelmeer blieb nur ein ca. 14 km breiter Durchgang zwischen Sizilien und Tunesien, der mit geringer Tiefe noch durch zahlreiche neu auftauchende Inseln und Landverbindungen behindert wurde. Offenbar kam der Wasseraustausch zwischen dem westlichen und dem östlichen Mittelmeer weitgehend zum Stillstand, wie Bildungen von Faulschlamm und leichtflüssigem Erdöl in den Sedimenten der letzten Eiszeit beweisen (271, S. 59). Dieses erstaunliche Ergebnis zeigt unter anderem die Stagnation und Abgeschlossenheit des östlichen Mittelmeerbeckens, was sich zweifellos auf die kaltzeitlichen Klimaverhältnisse ausgewirkt hat.

#### Bosporus und Dardanellen:

In der letzten Eiszeit waren Bosporus und Dardanel-

len trockengelegte Talrinnen, dazwischen lag das völlig abgeschnürte Becken des Marmarameeres. Das Schwarze Meer war tief abgesenkt und das östliche Mittelmeer wurde von einem bedeutenden Zu- strom abgeschnitten.

### 7.1.2. Auswirkungen auf Klima und Schneegrenzen

Die knappen Ausführungen zeigen, daß wir kaltzeitlich mit einem ganz anders strukturierten Mittelmeer rechnen müssen. Die Veränderungen der horizontalen und vertikalen Strömungsverhältnisse können wir noch zu wenig genau beurteilen, folgende Konsequenzen sind aber denkbar:

— Im westlichen Mittelmeerbecken fiel der warme atlantische Zustrom aus oder wurde stark gedrosselt. Verschiedene Ursachen sind denkbar (Schwankungen der Zirkulation, Temperatur, Verdunstung, Strömungsrichtungen usw.), unter anderem könnten die Veränderungen in der Straße von Gibraltar eine Rolle spielen. Die Oberflächentemperaturen wurden entsprechend erniedrigt. Zwar sollte der Atlantik durch Eisküsten und Eisberge stärker abgekühlt sein als das Mittelmeer (vgl. 343, S. 416). Doch weisen die Temperaturbestimmungen Emilianis darauf hin, daß die Schwankungen der sommerlichen Oberflächentemperaturen von einem Interglazial zu einem Glazial nie weniger als  $15^\circ$  betragen haben (118, S. 32), das heißt, die kaltzeitliche Temperatursenkung des Mittelmeerwassers war außerordentlich groß.

— Im östlichen Mittelmeerbecken war die Zirkulation weitgehend unterbunden, wie die bitumen- und erdöhlhaltigen Sedimente zeigen. Der bedeutende Wasserzuschuß aus dem Schwarzen Meer blieb aus. Über die Wasserspende des Nils gehen die heutigen Auffassungen noch weit auseinander. Pfannenstiel spricht von einer eiszeitlich großen Wasserführung (268, 270), Fairbridge von einem nahezu ausgetrockneten Fluß zwischen 25 000 und 10 000 BP (84). Vielleicht lassen sich diese gegensätzlichen Meinungen durch eine deutliche Phasen- und Klimagliederung der Würmzeit ausgleichen, wir wollen diese Frage noch offen lassen. Jedenfalls war das östliche Mittelmeer viel stärker isoliert und konnte sich ohne große Zirkulations- und Austauschmöglichkeiten mit seinen Oberflächentemperaturen dem lokalen jahreszeitlichen Klimagang besser anpassen.

Betrachten wir nun unsere Feldbefunde: Im südlichen Teil des Mittelmeeres ziehen die heutige Waldgrenze und Schneegrenze auf gleicher Breite in ähnlicher Höhenlage von W nach E, die eiszeitliche Schneegrenze aber steigt kräftig an (z. B. Sierra Nevada–Bolkardagh Taurus in gleicher Breiten- und Klimalage: Rezente Wald- und Schneegrenze auf gleicher Höhe, eiszeitlicher Schneegrenzanstieg ca. 300 m). Die Folgerung scheint naheliegend, daß sich

in der letzten Kaltzeit das östliche Mittelmeerbecken gegenüber dem westlichen in den Sommermonaten stärker erwärmte als heute. Durch die Abgeschlossenheit wirkte sich die südlichere Lage des östlichen Beckens vor allem in höheren Sommertemperaturen aus: Ein etwas verstärkter kontinentaler Klimacharakter konnte sich entwickeln, was vorwiegend in den Vergletscherungen der südlichen und östlichen Küstengebirge zur Geltung kommen mußte. Eine erhöhte sommerliche Erwärmung um  $2\text{--}3^\circ$  hätte genügt, um die Schneegrenzfläche 200–400 m in die Höhe zu drücken und entsprechend auch die letzteiszeitliche Sommertemperatur- und Schneegrenzdepression zu verringern. Doch wollen wir nochmals festhalten, daß diese Zusammenhänge noch viel zu wenig gesichert sind und in Zukunft noch genauer abgeklärt werden müssen. Eines aber ist sicher, eine Aufteilung des Mittelmeeres in geschlossene Beckenzonen mußte auch zu einer Auflösung in verschiedene Klimaprovinzen führen, und auf solche Erscheinungen weisen die eiszeitlichen Schneegrenzhöhen hin.

## 7.2. Zirkulation und Klima

### 7.2.1. Geomorphologische Problemstellung

Beweise für erhöhte Niederschläge während der letzten Kaltzeit.

— Eiszeitliche Schneegrenzen: Die relativ niedrige Erciyas-Schneegrenze verlangt im Vergleich mit dem Taurus einen erhöhten Niederschlag in Anatolien. Die extrem tiefen Schneegrenzen in der algerischen Djurdjura oder an der dalmatinischen Küste können nicht allein mit einer Temperatursenkung erklärt werden, sie verlangen kaltzeitlich größere Niederschlagsmengen.

— Abtragungsformen: Die gewaltigen extramontanen Schuttkörper am Taurus, Erciyas, Olymp usw. weisen auf eine erhöhte Niederschlagstätigkeit hin, die sich durch unregelmäßige, heftige Gußregen auszeichnete (Torrentielle Ablagerungen, Franenbildung usw.).

— Glazialformen: Die glaziale Überformung der höchsten Kreten und Gipfel weist auf gut haftende Sommerschneefälle hin (Seite 200).

Beweise für verminderte Niederschläge während der letzten Kaltzeit.

— Verwitterungsleistung: Die Trockenschuttbildung ist so groß, daß sie unmöglich einer Postglazialzeit allein zugeschrieben werden kann. Fossile Frostschuttdecken und Glatthangbildungen, zugeschüttete Tal- und Glazialformen (Taurus, Erciyas usw.) weisen auf eine relativ trockene und kalte Klimaperiode hin. Sie müßte aber am Schluß der letzten

Kaltzeit angesetzt werden, weil es zu keinem fluviatilen Abtransport der gewaltigen Schuttdecken mehr kam.

– Asymmetriebildungen: Die bedeutenden eiszeitlichen Vergletscherungsasymmetrien (Fig. 19) zeigen strahlungsreiche und niederschlagsarme Klimaphasen an, die die südexponierten Gletscher benachteiligten und die nordexponierten begünstigten.

Die Probleme sind gestellt. Der geomorphologische Befund scheint widersprüchlich. Wie sind niederschlagsreiche und niederschlagsarme Phasen in die gleiche Kaltzeit einzuordnen?

### 7.2.2. Klimatologische Problemstellung

Nach diesem geomorphologischen Befund sind wir mit zwei extremen Formulierungen über die kaltzeitliche Niederschlagstätigkeit im Mittelmeergebiet nicht einverstanden:

1. Wenn von einer generellen Trockenheit gesprochen wird. Nach Klein (zit. nach 160, S. 278) erhielt der Mittelmeerraum nur 70% der heutigen Niederschläge, nach Galloway (105) gingen die Niederschläge zwischen 40° N und 40° S um ca. 20% zurück, nach Guillien (118) war das Mittelmeer «une immense région sèche». Alle diese Aussagen stützen sich entweder auf klimatologische Überlegungen (verminderte Verdunstung – reduzierte Niederschläge) oder auf morphologische und stratigraphische Beobachtungen aus einer Phase der Würmzeit.
2. Wenn von einem richtigen mediterranen Pluvial gesprochen wird, das das Frühwürm dominierte und im Hochwürm ausklang (43, 48). Die Pollenuntersuchungen und absoluten Altersbestimmungen von der Hammens in Griechenland (123) zeigen uns, daß wir während der gesamten Würmzeit mit einer steppenhaften Vegetation rechnen müssen. Der Wechsel im Vegetationsbild von Früh- zu Spätwürm ist nicht sehr groß. *Artemisia* ist durchgehend dominant. Im Frühwürm erscheint neben *Pinus* noch *Quercus*, zwischen Hochwürm und Spätwürm ist *Pinus* der einzige Baum, Waldlosigkeit muß angenommen werden. Im Unterschied zu dieser würmeiszeitlichen Vegetation zeigt das Holocän eine dichte Bewaldung und ein relativ humides Klima (evtl. Sommer- und Winterniederschläge, vgl. Lamb 1963 [167] und Disk.-beitr. Flohn in Butzer 1963 [48]). Mit diesen Ergebnissen können wir kaum von einem letzten mediterranen Pluvial in der früheren Würmzeit sprechen. Die eindrucklichen Resultate stimmen zwar mit zahlreichen bisherigen Angaben nicht überein (vgl. 360, S. 310; 312, S. 163; 66, S. 267 usw.). Vielleicht liegt die Untersuchungsstelle von der Hammens in einem relativ

kontinentalen Raum (Mazedonien, ca. 120 km NE Thessaloniki), doch werden die vorgelegten Ergebnisse in neueren Arbeiten aus Spanien und Italien bestätigt (123, S. 39).

Im folgenden soll keine umfassende Darstellung der Zirkulationsbedingungen und Zirkulationsveränderungen von der letzten Eiszeit bis zur Gegenwart gegeben werden. Wir verweisen auf die ausgezeichneten Arbeiten von Poser, Büdel, Flohn, Butzer, Lamb, Fairbridge usw. Wir beschränken uns auf eine knappe Zusammenfassung derjenigen Elemente, die für das Verständnis der Glazialgeschichte und der Glazialformen im Mittelmeerraum von Bedeutung sind.

### 7.2.3. Niederschlagsreiches Früh- und Hochglazial (Vorstoß der Gletscher)

Mit dem Einsetzen einer langfristigen meridionalen Zirkulationsstruktur schwächt sich der subtropische Hochdruckgürtel ab, und in der unteren Atmosphäre verlagert sich die maximale Frontalzone äquatorwärts, begleitet von einer kontinuierlichen Temperatursenkung. Ein allgemein feuchteres Klima in Mitteleuropa (289, 39) zeichnet sich auch in den Sedimentationsformen des Mittelmeergebietes ab (48). Nun stellt sich aber die Frage, wie die heterogenen Ablagerungen mit teilweise bedeutenden Transportwegen niederschlagsmäßig zu interpretieren sind. Zweifellos sind solche Vorgänge im heutigen Niederschlagsregime undenkbar. Schließen wir daher auf ein allgemein feuchteres Klima, kommen wir mit der steppenhaften Vegetation von der Hammens in Widerspruch. Das führt uns zu folgenden grundsätzlichen Überlegungen: Wo es zu flächenhafter Denudation kommt (sheet-flood-erosion Butzers), Massenbewegungen auf wenig geneigten Hängen auftreten, Massentransporte durch torrentielle Abflüsse über weite Strecken vorkommen, die Ablagerungsformen einen wenig sortierten und heterogenen Eindruck machen, können wir gewisse Schlüsse auf den Niederschlagscharakter und das Vegetationsbild ziehen: Die Niederschläge werden nicht regelmäßig verteilt auftreten, sondern in heftigen und seltenen Güssen fallen. Tricart weist in scharfsinnigen Überlegungen auf die klimamorphologische Tatsache hin, daß grobe und unregelmäßige Ablagerungen eher das Kennzeichen eines trockeneren Klimas sind (343). Wenn wir für das Frühglazial nach C-14-Rechnungen ca. 35 000 Jahre annehmen (39, S. 12: —75 000 bis —40 000), so mußte die geomorphologische Wirkung auch bei seltenen Ereignissen immer noch außerordentlich groß sein. Dies trifft besonders bei niederen und middle-

ren Gebirgshöhen zu, die in dieser Zeitspanne noch keine Vergletscherung erfahren haben und deshalb auch kein ausgeglichenes Abflußregime aufweisen konnten.

Dazu kommt ein weiteres: Solche Abtragungsprozesse in geringen Höhenlagen wären bei dichter Vegetationsdecke und Bewaldung nicht möglich, sie sind nur bei steppenhafter Oberflächenbedeckung denkbar. Im Durmitor haben wir würmzeitliche Moränenablagerungen in Karstformen beobachtet, die für eine sehr geringe chemische Verwitterung während der letzten Eiszeit sprechen und auf eine vorangegangene feuchte und warme Klimaperiode im letzten Interglazial hinweisen. Auch Kubiena diskutiert dieses Problem, indem die Terra-rossa-Böden Spaniens in einem feuchteren und wärmeren Interglazial gebildet wurden und bis jetzt noch nicht als rezente Formation datiert werden konnten (Disk.-beitr. Kubienas in 48, S. 220). Alle diese Bemerkungen sollen darauf hinweisen, daß der Begriff «Pluvial» im Mittelmeerraum mit größerem Recht für einen Teil des letzten Interglazials oder Postglazials angewendet werden könnte als für das Frühwürm.

Doch wollen wir die zahlreichen Beweise für eine intensivere Niederschlagstätigkeit im Frühwürm nicht unterschätzen; sie wird vor allem auch durch Untersuchungen an Höhlensedimenten im nördlichen und südlichen Mittelmeer angezeigt (42, 41 usw.). Darin kommt der Unterschied zu den hochglazialen Schichten mit starker mechanischer Verwitterung (kaltes und trockenes Klima) deutlich zum Ausdruck.

Diese Überlegungen führen uns zu einem letzten Punkt: Die intensivere Niederschlagstätigkeit des Frühwürms könnte auf Sommerregen hinweisen, bedingt durch die südwärts verlagerte Frontalzone. Es ist denkbar, daß gerade die Sommerniederschläge den torrentiellen Charakter verstärkten, wie ihn die Abtragungs- und Ablagerungsformen zeigen. Damit wären auch die Sommerschneefälle erklärt, die wir nach dem glazialen Formenschatz der Hochgebirge postuliert haben (Seite 200). In diesem Zusammenhang zitieren wir eine Stelle aus der interessanten Arbeit von Fliri (91, S. 8): «Es kann kein Zweifel bestehen, daß die Häufigkeit sommerlicher Schneefälle (Schneefallbereitschaft und größte Mengen) in erster Linie von der Zyklonalität in der allgemeinen Westströmung, damit aber von einer gewissen meridionalen Zirkulationskomponente abhängt.» Wie weit wir diese nordalpinen Verhältnisse mit der kaltzeitlich verstärkten Meridionalzirkulation bis in den Mittelmeerraum verlängern dürfen, können wir noch nicht beurteilen. Jedenfalls bekräftigen sie unsere Ansicht, daß Sommerschneefälle im eiszeitlichen Formenschatz der mediterranen Hochgebirge möglich und nachweisbar sind.

#### 7.2.4. Niederschlagsarmes Hoch- und Spätglazial (Stillstand und Rückzug der Gletscher)

Im Hochwürm mit Erreichen der größten Gletscherausdehnung, beginnt sich eine wesentliche Klimaänderung abzuzeichnen. Die Temperaturen gehen gegenüber dem Frühwürm weiter zurück (1–2° nach 66) und erreichen ihr absolutes Minimum gegen Ende des Hochglazials (118). Vor allem aber nehmen die Niederschläge ab, so daß die Oberflächenformen im Hoch- und zum Teil im Spätglazial von zunehmender Trockenheit geprägt sind. Dieser Prozeß der Selbstverstärkung von Abkühlung und Eisbildung (Flohn 1953, S. 268), von einer Art Gefriertrocknung (vgl. Frenzel 1959, II, S. 90) oder sogar von einer besonderen Zirkulationsform (Butzer 1957) wird mit Beginn des Spätglazials unterbrochen. Eine langsam einsetzende Erwärmung und die Auflösung der Inlandeismassen verlangen eine grundsätzliche Umstellung der Zirkulation. Auf diese Probleme wollen wir in unserem Zusammenhang nicht weiter eintreten. Wesentlich ist die Aussage, daß das Hoch- und zum Teil das Spätglazial für die Sedimentations- und Formungsprozesse in Mitteleuropa und im Mittelmeerraum von besonderer Bedeutung wurde. Nach Milankowitsch war die sommerliche Zustrahlung vor 22 100 Jahren nur um 1,5% niedriger als heute, die winterliche um 3,3% höher (Zit. nach Flohn 1953, S. 271). Jedenfalls erhöhten die verminderten Niederschläge und die geringere Bewölkungsdauer die direkte Strahlung während des Tages und die Ausstrahlung während der Nacht. Da schließlich die allgemeine Temperaturdepression nach unserer Meinung auch im Mittelmeerraum ganz bedeutend war, entwickelte sich in höheren Lagen ein äußerst intensiver Frostwechsel, der mit heutigen Verhältnissen nicht vergleichbar ist. Diese Klimaverhältnisse führten zu den mehrmals erwähnten gewaltigen Verwitterungsleistungen.

Zahlreiche Gebirgsvergletscherungen, vor allem südexponierte Anteile, lösten sich in dieser Trockenphase bereits auf, und ihre Formen wurden in der Folgezeit durch Frostschuttmassen überdeckt (vgl. Erciyas Dagh, Taurus usw.).

Überblicken wir die gesamte Würmzeit, so können wir keinesfalls mehr von *einem* eiszeitlichen Klima und *einer* eiszeitlichen Formbildung sprechen. Eine einfache Gleichsetzung von Glazial in höheren Breiten und Pluvial in niederen Breiten ist nicht mehr haltbar. Sowohl ein niederschlagsreicherer Frühwürm hat sich bis ins Zentrum des heutigen Trockengürtels ausgewirkt (Eiszeit = «Regenzeit»), als auch ein niederschlagsarmes Hoch- bis Spätglazial (Eiszeit = «Trockenzeit»). Entstehung, Höhepunkt und Auflösung einer Kaltzeit, abgesehen von kurzen Wärmephasen oder Interstadialen, basieren auf wechselnden Zirkulationsformen und Klimaverhältnissen.

### 7.3. Vergletscherung und Vergletscherungsformen

#### 7.3.1. Art und Dauer der Vergletscherung

Im Frühwürm beginnt der Aufbau der großen nordischen Inlandeismassen. Die mediterranen Gebirgsvergletscherungen setzen gestaffelt ein, zuerst an den höchsten und niederschlagsreichsten Gebirgen, dann allmählich tiefergreifend und in ungünstigere Räume ausholend. Genau gleich differenziert spielt sich die Auflösung der Gletscher ab. Zwischen 17 000 und 11 000 BP schmelzen die großen Inlandeismassen aus. Im Mittelmeergebiet reagieren die kleinen Gebirgsvergletscherungen viel rascher, vor allem in ungünstigen Expositionen. Diese Überlegungen bedeuten: Die Dauer der Vergletscherung ist für jedes Gebirge verschieden. Die Rekonstruktion einer maximalen Gebirgsvergletscherung kommt einer Momentaufnahme gleich. In einer Schneegrenzkarte sind diese Momentaufnahmen durch Isochionen miteinander verbunden, ohne Rücksicht auf eine mögliche räumliche und zeitliche Differenzierung.

Absolute Altersdatierungen ergeben im Raum Pisa ein Aussetzen von *Pinus* und *Abies* zwischen  $26\,300 \pm 500$  BP und  $16\,400 \pm 500$  BP. Wenn sich die Folgerungen Guilliens (118, S. 35) weiterhin bestätigen, daß in diese Zeitspanne die Vergletscherung der Apuanischen Alpen einzuordnen ist, dann wäre auf einzigartige Weise die kurze Vergletscherungsdauer in diesem Massiv festgelegt. Im Vergleich dazu hätte dann der zentrale Apennin, der bedeutend höher über die Schneegrenze aufragte, eine unvergleichlich längere Vergletscherung und entsprechend auch einen tiefgreifenderen Formenwandel erlebt.

Aber selbst wenn man den Aussagewert dieser Walddatierungen für die Vergletscherungsdauer bezweifelt, so muß man doch die Zeitspanne zwischen ca. 24 000 und 18 000 BP als die klimatisch günstigste Vergletscherungsphase anerkennen. Nachdem das Eis zwischen ca. 34 000 und 28 000 BP zu gewissen Zeitpunkten in den Alpen weit zurückgegangen war, erfolgte ein neuer Vorstoß, der zwischen 22 000 und 18 000 BP die größte Ausdehnung der Würmzeit erreichte. Eine verstärkte Niederschlagstätigkeit (die sich in den Kulturschichten zwischen 24 000 und 18 000 BP zeigt) und ein Trend zur größten Temperaturdepression (niedrigste Temperatur im Atlantik und Mittelmeer zwischen 18 000 und 17 000 BP, Lit. 118) drückte die Schneegrenzen auch im Mittelmeerraum kräftig hinunter und schnitt für kurze Zeit zahlreiche Gebirge an, die vorher nicht vergletschert waren. Das bereitstehende Verwitterungsmaterial wurde zu bedeutenden Akkumulationsformen umgewandelt, währenddem die glazialen Erosionsformen durch

die kurze Einwirkungszeit relativ bescheiden blieben.

In unseren Ausführungen haben wir mehrmals betont, daß das Mittelmeer zur Würmzeit morphoklimatisch eine Einheit bildete. Raynal und Tricart (296, S. 595) haben aber gezeigt, daß in früheren Kaltzeiten deutliche Klimaunterschiede festzustellen sind, indem z. B. eine Kältephase auf das Nordufer beschränkt blieb und das Südufer nicht erreichte. Für die letzte Kaltzeit kommen wir zum Schluß, daß sich bedeutende Veränderungen erst südlich des Mittelmeeres abzuzeichnen beginnen. Die erhöhte Niederschlagstätigkeit im Früh- und teilweise im Hochwürm spielte bis in die zentrale Sahara hinein, wie Seenbildungen und absolute Altersbestimmungen beweisen. Da aber die Temperatursenkung äquatorwärts stark abnahm, ist es wohl denkbar, daß eine Vergletscherung im Einflußbereich der großen Kontinentalräume ausblieb oder zum mindesten stark gehemmt wurde. (Hohe Sommertemperaturen). Wohl bildeten sich durch die Winterniederschläge Schneeansammlungen und entsprechende Nivationsformen aus, wie die Untersuchungen in Tunesien (119) und im Hoggar (304) beweisen, aber es konnte sich kaum eine langdauernde und wirkungsvolle Vergletscherung entwickeln. Nur in den höchsten Gebirgen (z. B. Hoher Atlas) kam es bei optimalsten Bedingungen von Niederschlagssteigerung und Temperatursenkung zu zeitlich begrenzten Vergletscherungen: Zunehmende Kontinentalität wirkte sich auf Art und Dauer der Vergletscherung aus.

Zusammengefaßt: Die über 200 vereisten Gebirgsmassive des Mittelmeerraumes haben alle eine Vergletscherung von unterschiedlicher Dauer erlebt. Diejenigen Gebirge, die heute einen rezenten Gletscher beherbergen, wurden zweifellos schon im Frühwürm vergletschert und aperten erst gegen Ende des Spätwürms aus. Die Vergletscherungsdauer konnte nach Berücksichtigung der verschiedenen Wärmewellen 40 000–50 000 Jahre betragen. Diejenigen Gebirge, die die Schneegrenze kaltzeitlich nur ganz knapp anschnitten, wurden möglicherweise nur in der günstigsten Klimaphase, d. h. während einigen 1000 Jahren vergletschert. Wenn wir bedenken, daß sich diese Zeitunterschiede auch in früheren Kaltzeiten wiederholen konnten, so erkennen und verstehen wir die bedeutenden Differenzen in den Vergletscherungsformen.

#### 7.3.2. Ablauf und Formen der Vergletscherung (Fig. 22)

Die grundsätzliche Klimagliederung der Würmzeit und ihre Auswirkungen auf die Vergletscherung und die Vergletscherungsformen haben wir in Fig. 22 an einem mediterranen «Durchschnittsgebirge»

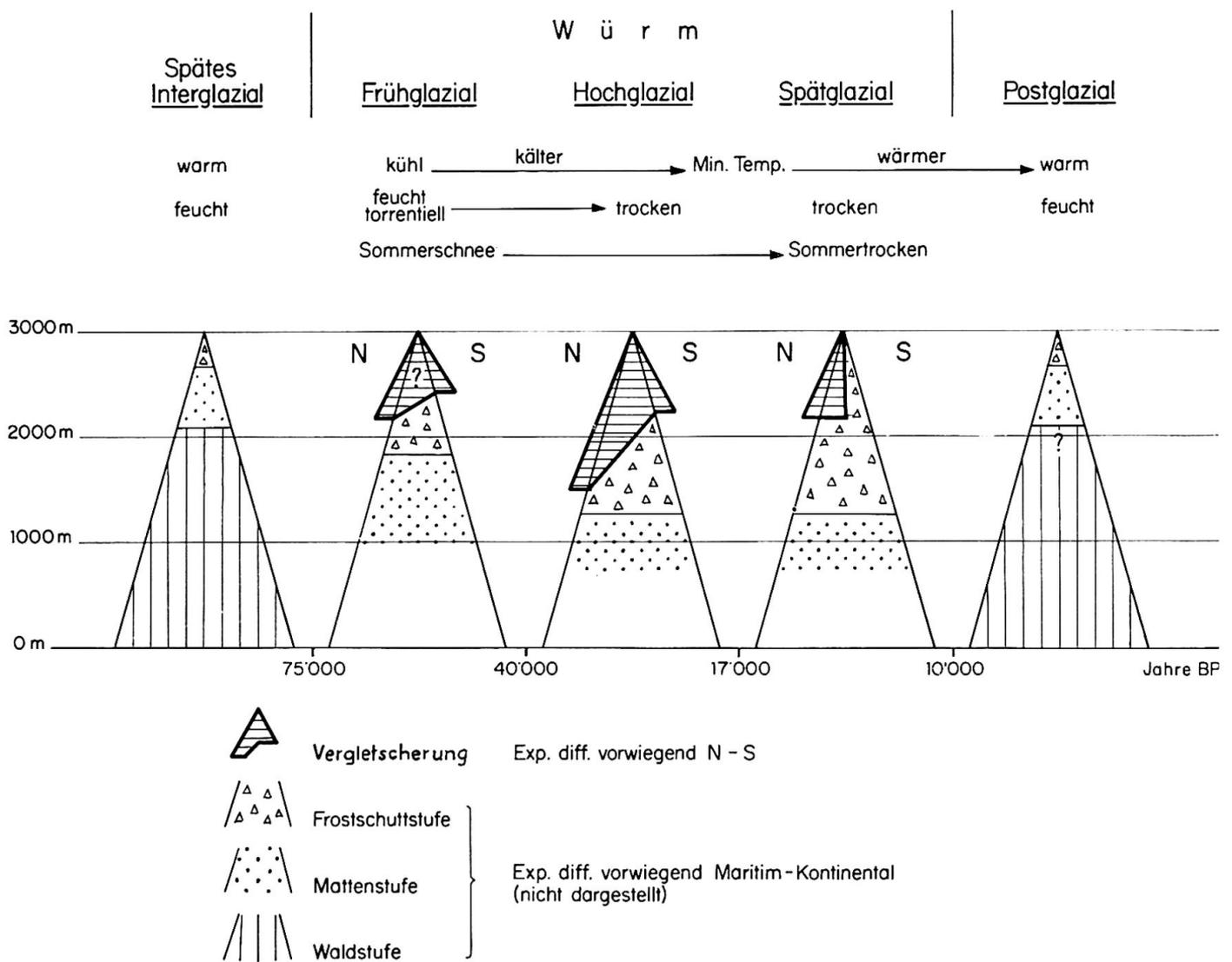


Fig. 22 Glazialgeschichte der mediterranen Hochgebirge (schematisch)

schematisch und hypothetisch dargestellt. Es ist im Viereck Sierra Nevada–Gran Sasso–Olymp–Taurus beheimatet, ist weder extrem kontinental noch maritim beeinflusst und hat mit einer Höhe von ca. 3000 m eine bedeutende kaltzeitliche Vergletscherung erfahren.

Nach einem relativ warm-humiden Ende-Interglazial entwickeln sich im Frühwürm die ersten Gletscher. Ihre Ausdehnung läßt sich kaum mehr rekonstruieren. Sommerschneefälle mindern die Expositionsdifferenzen und überformen die höchsten Gipfel und Kreten. Die Frostschuttstufe wird hinuntergedrückt.

Das Hochwürm mit zunehmender Trockenheit erzeugt trotz verstärkter Temperaturdepression eine sommerliche Einstrahlung, die der heutigen fast ebenbürtig ist. Die Expositionsdifferenzen werden größer, die Verwitterungsvorgänge steigern sich zu höchster Intensität und die Frostschuttstufe erreicht ihren tiefsten Stand. Die Vorstoßphase am Ende des Hochglazials formt in den meisten Gebirgen die

Endmoränen in N- und S-Exposition und markiert den ausgedehntesten Vergletscherungsstand der letzten Kaltzeit.

Im trockenen Spätglazial gehen die Gletscher zurück. Die Erwärmung setzt nur sehr langsam ein, so daß der größte Teil dieses Zeitabschnittes durch ein intensives Frostwechselklima gekennzeichnet ist. Extreme Expositionsdifferenzen werden gebildet und die glazialen Erosions- und Akkumulationsformen vielerorts durch Frostschuttmassen überdeckt. Genauer gesagt: Glazialformen in höheren Regionen (größere Frostwechselwirkung) und in unmittelbarer Hangfußlage werden verschüttet (z. B. Erciyas Abb. 8, 10; Taurus Abb. 23). Glazialformen in niedrigeren Regionen (geringere Frostwechselwirkung) und abgelöst von unmittelbarer Hangfußlage (Endmoränen) bleiben ausgezeichnet erhalten (z. B. Sierra Nevada, Lit. 204, Abb. 24; Taurus Abb. 19; Ak Dagh Abb. 27).

Die Postglazialzeit bringt Wärme- und Kältephasen in mehrmaligem Wechsel. Die Niederschlagszu-

nahme verändert das Vegetationsbild (123) und die klimamorphologischen Höhenstufen wandern aufwärts.

Klimaverhältnisse und Klimaablauf von der Würmeiszeit bis zur Gegenwart haben jedes Gebirge nach

Höhe, Lage und vorgefundenem Relief verschieden lange und verschieden intensiv vergletschert, so daß sich aus den glazialen Formen und ihrer Höhenlage wesentliche Hinweise auf Klimaverhältnisse und Klimaablauf von der Würmeiszeit bis zur Gegenwart gewinnen lassen.

## ZUSAMMENFASSUNGEN

### *I. Teil*

Jedes einzelne Untersuchungsgebiet ist am Schluß französisch und englisch zusammengefaßt. (Siehe Inhaltsverzeichnis.)

### *II. Teil*

Eine Schneegrenzkarte ist eine ungemaine Vergrößerung jeder genauen Untersuchungsarbeit. Jedes Tal und jede Exposition haben eiszeitlich und rezent ihre lokalen Schneegrenzen, die durch ein komplexes Zusammenspiel von orographischen und klimatischen Faktoren bestimmt werden. Die Zusammenfassung in einen regionalen Mittelwert ist eine Verallgemeinerung, die dem wahren Inhalt kaum gerecht wird, aber für einen großräumigen Vergleich doch notwendig ist (vgl. Karte 1 und 2).

Wenn wir die eiszeitliche Schneegrenze als Mittelwert aus den verschiedenen Expositionen bestimmen, dann müssen wir bei der Ermittlung der rezenten Schneegrenze ein gleiches Vorgehen versuchen. Vereinzelt Gletscher in Gunstlage dürfen nicht überschätzt und die zugehörige regionale Schneegrenze nicht zu tief angesetzt werden, sonst ergeben sich zu geringe letzteiszeitliche Schneegrenzdepressionen.

Die Schneegrenzen im Mittelmeerraum passen sich der Meer-Land-Verteilung und den Gebirgsrichtungen an. Z. B. verläuft die würmeiszeitliche 2000-m-Isochione vom westlichen Andalusien bis an den Südfuß der Pyrenäen, dann wieder südwärts bis in die algerischen Küstenketten und wieder nordwärts über den Balkan bis zum Abschnen nach Osten. Das Anpassen an Relief und Klima ist viel ausgeprägter als ein Ansteigen von N nach S. Darin zeigt sich eine gewisse klimatische Einheit des gesamten Mittelmeerraumes.

Ein knickartiges Ansteigen der gegenwärtigen und eiszeitlichen Schneegrenzen ergibt sich unmittelbar südlich des Mittelmeeres. Von den Alpen (ca. 46°; Schneegrenzen N-Rand 2700, Zentrum über 3200 Meter) steigen die rezenten Schneegrenzen über

9–12 Breitengrade bis zur Sierra Nevada (37°; Schneegrenze 3650 m) oder zum Libanon (34°; Schneegrenze 3700 m) im Mittel ca. 800 m. Kurz darauf erfahren sie in ihrem weiteren Verlauf nach Süden einen ungewohnten Aufschwung mit nochmals 800 m innerhalb weniger Breitengrade bis zum Hohen Atlas (31°; Schneegrenze min. 4500 m). Die eiszeitlichen Schneegrenzen verhalten sich ganz ähnlich. Von den Alpen (Schneegrenze N-Rand unter 1200 m, Zentrum über 1800 m) steigen sie im Mittel etwas mehr als 800 m zur Sierra Nevada an (Schneegrenze 2350 m) und wölben sich dann über wenige Breitengrade um mehr als 1000 m zum Hohen Atlas auf (Schneegrenze ca. 3450 m). Die gegenwärtige und eiszeitliche Schneegrenzfläche erfährt einen knickartig raschen Anstieg: Im Westen zwischen Rif und Hohem Atlas, im Osten zwischen Libanon und Sinai. Wiederum zeigt sich die ausgleichende Wirkung des Mittelmeeres und der schlagartige Wechsel mit dem Überschreiten der südlichen (Rif, Kabylien) und östlichen (Libanon) Küstenketten. Diese Erscheinung war in der letzten Kaltzeit noch viel ausgeprägter als in der Gegenwart.

Lösen wir uns vom unruhigen Auf und Ab der Isochionen, so erkennen wir im allgemeinen Schneegrenzverlauf die westliche Randlage unseres Untersuchungsgebietes am großen eurasiatischen Kontinent. Betrachten wir die niedrigste von W nach E durchgezogene Schneegrenze 1800 m: Sie betritt auf ca. 36° Breite die Iberische Halbinsel und verläßt zwischen 42 und 45° den europäischen Raum. Die höchste durchgezogene Isochione 3200 Meter: Sie erreicht unseren westlichen Kartenrand auf ca. 31° und verliert sich nordwärts ansteigend in der syrischen Trockenzone auf ca. 37°. Als Ganzes erkennen wir die niedrigeren Schneegrenzhöhen im Westen, die unabhängig vom turbulenten Verlauf im Mittelmeerraum nach Osten ansteigen und damit auf den Klima- und Landschaftswandel vom Kontinentalrand zum Kontinentinnern hinweisen.

Die Schneegrenzdepressionen sind im westlichen Mittelmeerbecken eher mehr als 1200 m, im östli-

chen eher weniger als 1200 m. Die eiszeitlichen Schneegrenzen steigen von W nach E stärker an als die rezenten (z. B. Sierra Nevada–Bolkardagh–Taurus in gleicher Breite und ähnlicher Klimalage: Rezente Schneegrenze und Waldgrenze auf gleicher Höhe, aber würmeiszeitlicher Schneegrenzanstieg von 2350 auf 2650 m). Dieser Sachverhalt weist auf Zirkulationsprobleme und die Abgeschlossenheit des östlichen Mittelmeerbeckens während der letzten Kaltzeit hin.

Zahlreiche lokale Besonderheiten haben wir diskutiert und daraus interessante Hinweise auf die kaltzeitlichen Klimaverhältnisse gewonnen. Z. B. die relativ großen Schneegrenzdepressionen in Zentralanatolien, die Probleme des ägäischen Raumes, die außerordentlich niedrigen Schneegrenzen in Dalmatien und Montenegro, die kaltzeitliche Vergletscherung der algerischen Küstenkette, die Höhenstufung beidseits der Straße von Gibraltar usw. Auf eine genauere Zusammenfassung der eiszeitlichen und gegenwärtigen Schneegrenzhöhen in den einzelnen Regionen des Mittelmeerraumes müssen wir verzichten, weil die Zusammenstellung im Text schon sehr knapp gehalten ist.

### III. Teil

Die Bestimmung einer eiszeitlich regionalen Schneegrenze ist problematisch: Es gibt keine Idealmethode und die Expositionsdifferenzen sind im Mittelmeerraum sehr groß. Die Vergletscherungsassymmetrien richten sich nach bestimmten orographischen und klimatischen Gesetzmäßigkeiten (Fig. 19). Die größten Differenzen treten zwischen dem 36. und 43. Breitengrad auf und maximale einseitige Vergletscherungen überdecken Höhenbereiche bis zu 1400 m. Die Expositionsdifferenzen sind nicht konstant, sie verschieben sich mit auf- oder absteigender Schneegrenze: sie vergrößern sich von einer eiszeitlich niedrigen zu einer rezent hohen Schneegrenzfläche.

Die wenigen rezenten Gletscherflecken in streng begrenzten Gunsträumen können bis zu 1000 m unter der regionalen Schneegrenzfläche auftreten, von Schneerutschen und Lawinen ernährt werden und von den klimatischen Bedingungen einer Schneegrenze völlig unabhängig sein. Zur Rekonstruktion der rezenten Schneegrenzfläche haben wir die Temperatur des wärmsten Monats herangezogen. Diese Beziehung stimmt innerhalb einer Fehlergrenze von  $\pm 200$  m von den Alpen bis in den südlichen Mittelmeerraum, löst sich aber über dem einsetzenden Trockengürtel auf (Fig. 21).

Der Schneegrenzbegriff wird heute in verschiedenster Bedeutung angewandt. Wir sollten zu einer klaren Trennung in Schneegrenze außerhalb des Gletschers (Niveau 365) und Schneegrenze auf dem

Gletscher (Gleichgewichtslinie oder Firnlinie) zurückkehren. Die beiden Grenzen unterscheiden sich höhenmäßig von einigen 100 m bis zu über 1000 m. Die bisherigen eiszeitlichen und rezenten Schneegrenzen wurden entgegen der ursprünglichen Definition immer wieder auf Gletschern bestimmt und bedeuten deshalb angenäherte Werte für die Gleichgewichtslinien. Die Frage ist aber, ob wir in Zukunft die ungenauen geographischen Begriffe in genau definierbare glaziologisch-klimatologische Bezeichnungen überführen können.

Große Expositionsdifferenzen in der kaltzeitlichen Vergletscherung weisen auf strahlungsreiche Sommerhalbjahre mit großer Ablationswirkung hin. Meridionale Zirkulationskomponenten brachten aber sporadische Sommerschneefälle bis in die mediterranen Hochgebirge. Feuchter und gut haftender Sommerschnee wurde in den höchsten Gipfelregionen in Firn und Eis umgewandelt und hat die Oberflächenformung der niederschlagsgünstigen Hochregionen wesentlich beeinflusst.

Die großen Expositionsdifferenzen dürfen aber auch nicht überschätzt werden (S-Gletscher am Erciyas, Taurus, Libanon, Sierra Nevada usw.). Die gewaltige Verwitterungsleistung seit dem Hochwürm hat vielfach südexponierte Glazialformen verschüttet.

In den mediterranen Gebirgen treten vergletscherte Flächen vielfach nicht über, sondern neben dem Frostscht- oder Solifluktionsbereich auf. Diese Erscheinung erklärt sich mit der besprochenen Aufgliederung des Schneegrenzbegriffs: das Niveau 365, die eigentliche Untergrenze der nivalen Stufe, löst die Frostschtstufe nach oben ab. Die mittlere Gleichgewichtslinie der Gletscher kann bedeutend tiefer liegen, in strahlungsintensiven und sommertrockenen Gebirgen entstehen und existieren die Gletscher häufig in Gunstlagen der Frostschtstufe. Niveau 365 und mittlere Gleichgewichtslinie konnten in einer kaltzeitlichen mediterranen Gebirgsverglletscherung 500–1000 m differieren.

Die Schneegrenze steigt im Mittelmeerraum von N nach S viel rascher an als die obere Waldgrenze. Die Abstandswerte vergrößern sich von ca. 1000 m im nördlichen auf ca. 1500 m im südlichen Mittelmeer. Diese Erscheinung weist auf die kräftige Ausweitung der Frostschtstufe von N nach S und von maritimen nach kontinentalen Klimaprovinzen hin, was auch ein Vergleich Schneegrenze–Solifluktionsgrenze bestätigt. Alle diese Höhengrenzen haben eigene Entstehungs- und Existenzbedingungen und können niemals gleichsinnig verlaufen.

Die letzteiszeitliche Schneegrenzdepression unterliegt großen Schwankungen, sie läßt sich nirgends eindeutig mit tektonischen Vorgängen in Beziehung setzen. Im kleinräumigen Verhalten wirken sich niederschlagsreiche und niederschlagsarme Zonen in einer kaltzeitlich niedrigen Schneegrenze kräf-

tiger aus als in einer hochliegenden rezente, deshalb verändert sich die Schneegrenzdepression zu größeren Werten in regenreichen und zu kleineren Werten in regenarmen Zonen. Die Bedeutung der Temperaturgradienten für die Schneegrenzdepression haben wir eingehend diskutiert. Mit allen Vorbehalten ermittelten wir aus den Schneegrenzdepressionen folgende kaltzeitliche Temperatursenkungen des wärmsten Monats: nördlicher Mittelmeerraum in maritimer Lage etwas weniger als  $10^{\circ}$ , in kontinentaler Lage bis  $10^{\circ}$  und mehr. Südlicher und östlicher Mittelmeerraum im Einflußbereich der Trokengebiete  $6-7^{\circ}$ .

Die kaltzeitliche Meeresregression hat die Struktur des Mittelmeeres ganz bedeutend verändert, was sich an zahlreichen Stellen auf Klima und Schneegrenzverlauf ausgewirkt hat. Besonders interessant ist die Aufteilung in zwei fast getrennte Becken. Der Klimaraum des östlichen Mittelmeeres war etwas kontinentaler geprägt als der westliche, wie es die Schneegrenzhöhen andeuten.

Vergletscherung und Vergletscherungsformen des Mittelmeerraumes weisen auf ein niederschlagsreiches Früh- bis Hochwürm und ein niederschlagsarmes Hoch- bis Spätwürm hin. Unregelmäßige Starkgüsse mit torrentiellem Abfluß und heterogenen Ablagerungen in tieferen Lagen, Sommer-schneefälle in höheren Lagen, kennzeichnen die Morphodynamik des Frühwürms. Die Niederschlagsverteilung erlaubt keine dichte Vegetation und Bewaldung, so daß wir kaum von einem richtigen Pulvial sprechen dürfen. Ein kalt-trockenes Hoch- bis Spätwürm mit hoher Strahlungsintensität in den Hochgebirgen verstärkt die Verwitterungsleistung und fördert die extremen Hang- und Vergletscherungsasymmetrien. Als Ganzes können wir keinesfalls mehr von *einem* wärmezeitlichen Klima und *einer* wärmezeitlichen Formenbildung sprechen. Eine einfache Gleichsetzung von Glazial in höheren Breiten und Pluvial in niederen Breiten ist nicht mehr haltbar. Sowohl ein niederschlagsreiches Früh- und Hochglazial hat sich bis ins Zentrum des heutigen Trockengürtels ausgewirkt (Eiszeit = Regenzeit), als auch ein niederschlagsarmes Hoch- und Spätglazial (Eiszeit = Trockenzeit).

Die über 200 vereisten Gebirgsmassive des Mittelmeerraumes haben alle eine unterschiedliche Vergletscherungsdauer erlebt. Diejenigen Hochgebirge, die heute noch einen rezente Gletscher beherbergen, wurden zweifellos schon im Frühwürm vergletschert und aperten erst gegen Ende des Spätglazials aus. Die wärmezeitliche Vergletscherungsdauer konnte 40 000–50 000 Jahre betragen. Diejenigen Gebirge, die die Schneegrenze kaltzeitlich nur knapp anschnitten, wurden nur in der günstigsten Klimaphase (22 000–18 000 BP) während einiger 1000 Jahre vergletschert. Diese gewaltigen Zeitunterschiede wiederholten sich auch in früheren Kalt-

zeiten, was sich in den bedeutenden Differenzierungen der Vergletscherungsformen widerspiegelt.

## RÉSUMÉS

### *Ière partie*

Chaque région est résumée à la fin du chapitre en français et anglais (voir table des matières).

### *Ile partie*

Une carte des lignes des neiges est une généralisation grossière de chaque travail de recherches précises. Chaque vallée et chaque exposition ont leurs lignes des neiges réelles et locales pour l'époque actuelle et glaciaire. Elles sont fixées par un ensemble complexe de facteurs orographiques et climatiques. Leur synthèse en une moyenne régionale est une généralisation qui ne rend guère justice à l'énonciation véritable, mais qui est pourtant nécessaire pour une comparaison des grands espaces (voir cartes 1 et 2). Si nous obtenons la ligne des neiges glaciaire comme valeur moyenne des différentes expositions, nous devons tenter le même procédé pour déterminer la ligne récente des neiges. Des glaciers isolés en situation favorable ne doivent pas être surestimés, et la ligne régionale des neiges ne doit donc pas être fixée trop bas, sinon nous obtenons de trop petites dépressions de la ligne des neiges de la dernière époque glaciaire.

Les lignes des neiges dans le domaine méditerranéen s'adaptent à la répartition de mer et de terre et aux directions des montagnes. Par exemple l'isochrone würmienne de 2000 m passe de l'Andalousie occidentale au pied méridional des Pyrénées, ensuite vers le sud jusqu'aux chaînes côtières algériennes, et retourne vers le nord par le Balkan pour enfin se tourner vers l'est. L'adaptation au relief et au climat local est bien plus marquée que l'élévation des lignes des neiges du nord au sud. Ainsi apparaît une certaine unité climatique du domaine méditerranéen.

Une élévation brusque de la ligne des neiges actuelle et glaciaire se montre immédiatement au sud de la Méditerranée. Des Alpes (env.  $46^{\circ}$ , lignes des neiges rebord N: 2700 m, centre: plus de 3200 m) à la Sierra Nevada ( $37^{\circ}$ , ligne des neiges 3650 m) ou au Liban ( $34^{\circ}$ , ligne des neiges 3700 m) les lignes des neiges récentes s'élèvent environ 800 m sur  $9-12$  degrés de latitude. Peu après, dans leur parcours vers le sud, elles montent extrêmement vite, encore

une fois de 800 m en l'espace de peu de degrés de latitude jusqu'au Haut Atlas (31°, ligne des neiges min. 4500 m). Les lignes des neiges glaciaires ont un tracé tout à fait semblable. Des Alpes (l. d. n. rebord nord à moins de 1200 m, centre plus de 1800 m), elles montent en moyenne un peu plus que 800 m jusqu'à la Sierra Nevada (l. d. n. à env. 2350 m) et se bombent ensuite plus de 1000 m au-dessus de peu de degrés latitude vers le Haut Atlas (l. d. n. env. 3450 m). La surface des lignes des neiges actuelle et récente se bombe donc brusquement: à l'ouest entre Rif et Haut Atlas, à l'est entre Liban et Sinai. L'effet égalisant de la Méditerranée se montre à nouveau, ainsi que le changement subit au moment où l'on franchit les chaînes côtières méridionales (Rif, Kabylie) et orientales (Liban). Ce phénomène était encore plus prononcé lors de la dernière époque glaciaire qu'actuellement.

Si nous nous détachons des hauts et des bas agités des isochiones, nous reconnaissons dans l'ensemble du tracé des lignes des neiges würmiennes la situation de notre région en bordure occidentale du grand continent eurasiatique. Suivons la ligne des neiges de 1800 m la plus basse qui se poursuit de l'ouest à l'est: elle pénètre la péninsule ibérique à 36° de latitude et quitte l'Europe entre 42 et 45°. La ligne la plus haute de 3200 m atteint la limite occidentale de notre carte à environ 31° et se perd, montant vers le nord, dans la zone aride du Proche Orient à env. 37°. En général, nous reconnaissons les lignes des neiges plus basses à l'ouest, lesquelles – indépendamment du parcours turbulent dans le domaine méditerranéen – s'élèvent vers l'est et indiquent ainsi le changement de climat et de paysage du bord du continent vers l'intérieur.

Les dépressions des lignes des neiges ont tendance à dépasser 1200 m dans le bassin méditerranéen occidental, à être moins grandes que 1200 m dans le bassin oriental. Les lignes des neiges glaciaires s'élèvent plus fortement de l'ouest à l'est que les récentes. (P. ex.: Sierra Nevada – Bolkardagh Taurus, même latitude, situation climatique semblable: ligne des neiges récente et limite de la forêt à la même altitude, mais élévation de la ligne des neiges würmienne de 2350 à 2650 m.) Cet état des choses indique des problèmes de circulation atmosphérique et un isolement du bassin méditerranéen oriental durant la dernière époque glaciaire.

Nous avons discuté de nombreuses particularités locales et en avons obtenu d'intéressantes indications concernant la situation climatique glaciaire. P. ex. les dépressions de la ligne des neiges relativement grandes en Anatolie centrale, les problèmes de l'espace de la Mer Egée, les lignes des neiges extrêmement basses en Dalmatie et dans le Monténégre, la glaciation des deux côtés du détroit de Gibraltar etc. Nous devons renoncer à un résumé plus particulier des lignes des neiges glaciaires et ac-

tuelles dans les différentes régions méditerranéennes, car le texte en lui-même a déjà dû être tenu très bref.

### *IIIe partie*

La détermination d'une ligne des neiges glaciaire régionale est problématique. Il n'y a pas de méthode idéale, et les différences d'exposition sont très grandes dans le domaine méditerranéen. Les asymétries de glaciation dépendent de certaines lois orographiques et climatiques (Fig. 19). Les plus grandes différences apparaissent entre le 36e et le 43e parallèle, et les glaciations unilatérales maximales recouvrent une différence de niveau allant jusqu'à 1400 m. Les différences d'exposition ne sont pas constantes, elles diffèrent avec l'élévation ou l'abaissement de la ligne des neiges: elles s'agrandissent en passant d'une surface des lignes glaciaires vers une même surface récente plus élevée.

Les rares taches glaciaires récentes en situations particulièrement favorables strictement délimitées peuvent apparaître jusqu'à 1000 m au-dessous de la surface de la ligne des neiges régionales, se nourrir de glissements de neige et d'avalanches et être totalement indépendantes des conditions climatiques d'une ligne des neiges. Pour reconstruire la surface des lignes des neiges récentes, nous avons eu recours à la température du mois le plus chaud. Cette relation s'avère juste sous réserve d'une erreur de  $\pm 200$  m des Alpes jusqu'au domaine méditerranéen méridional; elle se dissout au-dessus des débuts de la zone aride (Fig. 21).

La notion de la ligne des neiges est employée aujourd'hui pour les significations les plus diverses. Nous devrions revenir à une distinction claire entre la ligne des neiges à l'extérieur du glacier (niveau 365) et la ligne des neiges sur le glacier (ligne d'équilibre ou ligne du névé). Ces deux lignes diffèrent de quelque 100 m d'altitude à plus de 1000 m. A l'encontre de la définition originale, les lignes des neiges glaciaires et récentes ont constamment été délimitées sur des glaciers et sont donc des valeurs approximatives de lignes d'équilibre. Mais la question se pose de savoir si nous pouvons à l'avenir passer des notions géographiques imprécises vers des désignations glaciologiques-climatiques exactement définissables.

Les grandes différences d'exposition dans la glaciation indiquent des étés avec forte insolation et grande influence de l'ablation. Mais des composants de la circulation suivant les méridiens apportaient sporadiquement des chutes de neige estivales jusque dans les hautes montagnes méditerranéennes. La neige d'été humide et bien adhérente était transfor-

mée en névé et glace dans la région des plus hautes cimes, et a sensiblement influencé la formation de la surface des hautes régions favorisées par les précipitations .

Les grandes différences d'exposition ne doivent pourtant pas non plus être surestimées (glaciers sud à l'Erciyas, dans le Taurus, le Liban, la Sierra Nevada etc.). Les puissants matériaux résultant de la désagrégation depuis le maximum de la glaciation Würm ont souvent enfoui les formes glaciaires exposées au sud.

Dans les montagnes méditerranéennes, les surfaces recouvertes de glace apparaissent souvent non seulement au-dessus, mais à côté du domaine des sols structurés et de la solifluction. Ce phénomène s'explique par la subdivision de la notion de la ligne des neiges dont nous avons parlé: le niveau 365, vraie limite inférieure de l'étage nival, fait suite vers le haut à l'étage des sols structurés. La ligne d'équilibre moyenne des glaciers peut se trouver bien plus bas; dans les montagnes ayant une forte insolation et des étés secs, les glaciers apparaissent et existent souvent dans les situations favorables de l'étage des sols structurés. Le niveau 365 et la ligne d'équilibre moyenne ont pu différer de 500–1000 m pendant une glaciation méditerranéenne quaternaire.

Dans le domaine méditerranéen, la ligne des neiges s'élève bien plus rapidement du nord au sud que la limite supérieure de la forêt. L'éloignement entre les deux augmente, passant d'environ 1000 m dans le nord de la Méditerranée à environ 1500 m dans le sud. Ce phénomène indique un fort élargissement de l'étage des sols structurés du nord au sud et des provinces de climat maritime à celles de climat continental, ce qui est confirmé par une comparaison: ligne des neiges – limite de la solifluction. Toutes ces limites d'altitude ont leurs propres conditions d'apparition et d'existence et ne peuvent jamais se dérouler de manière égale.

La dépression de la ligne des neiges de la dernière époque glaciaire est soumise à de grandes variations. Nulle part, elle ne peut être mise en relation absolument évidente avec des phénomènes tectoniques. Dans le comportement en petit espace, les zones riches ou pauvres en précipitations ont un effet plus prononcé, lorsque la ligne des neiges est basse comme à l'époque glaciaire, que lorsqu'elle est haute, comme à l'époque actuelle. C'est pourquoi la dépression de la ligne des neiges augmente dans les zones riches en précipitations et diminue dans celles qui en ont peu. – Nous avons discuté en détail l'importance des gradients des températures pour la dépression de la ligne des neiges. Sous toutes réserves, nous déterminons la baisse suivante des températures de l'époque glaciaire dans les couches d'air basses pour le mois le plus chaud: Domaine méditerranéen nord

en situation maritime: un peu moins de 10°, situation continentale: 10° et plus. Domaine méditerranéen méridional et oriental, dans la zone d'influence des régions arides: 6–7°.

La régression de la mer à l'époque glaciaire a changé la structure de la Méditerranée de manière tout à fait importante, ce qui a eu des conséquences à de nombreux endroits sur le climat et le tracé de la ligne des neiges. La division en deux bassins séparés est spécialement intéressante. Le domaine climatique de la Méditerranée orientale était de caractère un peu plus continental que l'occidental, comme l'altitude des lignes des neiges le fait présumer.

La glaciation et ses formes dans le domaine méditerranéen indiquent un Würm, des débuts jusqu'au maximum, plus riche en précipitations, et un Würm, maximum jusqu'à final, pauvre en précipitations. De fortes averses irrégulières avec écoulement torrentiel et dépôts hétérogènes en situations plus basses, précipitations estivales en situations plus élevées, caractérisent la morphodynamique des débuts de l'époque Würm. La répartition des précipitations ne permet ni végétation ni forêt denses, si bien que nous ne pouvons guère parler d'un vrai pluvial. Un Würm maximum jusqu'à final froid et sec avec grande intensité d'insolation dans les hautes montagnes renforce la capacité de désagrégation et favorise les extrêmes asymétries de pente et de glaciation. En résumé, nous ne pouvons en aucun cas parler d'un climat würmien et d'une formation du relief würmienne. Il n'est plus possible de soutenir une simple juxtaposition de glaciaire dans les latitudes plus septentrionales et de pluvial dans les latitudes méridionales. Les débuts et le maximum de l'époque glaciaire riches en précipitations ont aussi bien eu leurs répercussions jusqu'au centre de la zone aride actuelle (époque glaciaire = époque pluviale) que le maximum et le tardiglaciaire pauvres en précipitations (époque glaciaire = époque sèche).

Les plus de 200 massifs couverts de glace du domaine méditerranéen ont tous connu une différente durée de glaciation. Les hautes montagnes qui possèdent aujourd'hui encore un glacier récent ont certainement déjà reçu la glace aux débuts de l'époque Würm et se sont déglacés seulement vers la fin du tardiglaciaire. La durée de la glaciation würmienne a pu être de 40–50 000 ans. Les montagnes qui, par contre, ne coupaient qu'à peine la ligne des neiges à l'époque glaciaire ne furent recouvertes de glace que pendant la phase climatique la plus propice, (ca. 22 000–18 000 BP), soit durant quelques millénaires. Ces immenses différences dans le temps se sont répétées pendant les époques glaciaires antérieures, ce qui se reflète dans les importantes différences des formes ayant résulté des glaciations.

## SUMMARIES

### *Part I*

A french and english summary may be found at the end of each examined region (see index).

### *Part II*

The snow-lines in the Mediterranean area adapt themselves to the distribution of sea and land and to the direction of the mountains. The adaptation to relief and local climate is much more distinct than the rising from north to south. This shows a certain climatic unity of the Mediterranean area from the northern to the southern coasts (map 1).

A most sudden rising of both the recent and the glacial snow-lines appears on the southern and eastern border of the Mediterranean. E. g. they rise about 800 m from the Alps to Sierra Nevada (difference 9–12 degrees of latitude) and then about 800–1000 m to the High Atlas which is much nearer. We find this rising in the west between Rif and High Atlas, in the east between Lebanon and Sinai. It shows again the stabilising effect of the Mediterranean sea and the sharp change with the crossing of the southern (Rif, Kabylia) and the eastern (Lebanon) coastal chains. This phenomenon was even more accentuated during the last glaciation than at present.

If we take away extreme up and downs of the isochrones we recognize from the general course of the Würm snow-lines the situation of our area on the western border of the big eurasian continent. On the whole the snow-lines are lower in the west, they rise to the east (independently from the turbulence in the mediterranean area) and point by that to the changes of climate and landscape from the continental border to the interior.

The depressions of the snow-lines tend to be higher than 1200 m in the western mediterranean basin, lower than 1200 m in the eastern. The snow-lines of the glacial period rise more from W to E than the recent ones (e. g. Sierra Nevada–Bolkardagh Taurus, at the same latitude and in similar climatic situation: the recent snow-line and the timberline are at the same height, but the würm snow-line rises from 2350 to 2650 m). This matter of fact points to the circulation problems and to the isolation of the eastern mediterranean basin during the last cold period.

Numerous local particularities have been discussed and interesting details concerning the ice-age climatic situation obtained. Examples: the relatively great snow-line depressions in central Anatolia, the pro-

blems of the Aegean area, the extremely low snow-lines in Dalmatia and Montenegro, the ice-age glaciation of the Algerien coastal range, the scale of height regions on both sides of the straits of Gibraltar. We must renounce to give a more exact summary of the ice-age and recent altitudes of the snow-lines in the different regions of the Mediterranean, because the text is already very concise in itself.

### *Part III*

The determination of a regional ice-age snow-line is problematical: there is no ideal method and the exposure differences are very important in the mediterranean area. The asymmetries of glaciation depend on certain orographic and climatic laws (Fig. 19). The greatest differences appear between the 36th and the 43rd parallel and the largest unilateral glaciations cover height regions up to 1400 m. The exposure differences are not constant, they shift with the heightening or lowering of the snow-line: they increase from a lower ice-age snow-line surface to a high recent one.

The few recent glacier patches in strictly delimited favoured situations may appear up to 1000 m below the regional snow-line surface, they may be fed by snow-slides and avalanches and may be totally independent of the climatic conditions of a snow-line. To reconstruct the recent snow-line surface we use the temperature of the warmest month. This relation is accurate within  $\pm 200$  m, from the Alps to the southern Mediterranean area, but it no longer exists above the beginning of the arid zone (Fig. 21).

The notion of the snow-line is used to-day with the most varied significations. We ought to return to a clear distinction between the snow-line on the outside of the glacier («niveau» = level 365) and the snow-line on the glacier (equilibrium line or firn line). The two lines may differ from some 100 m in altitude to more than 1000 m. The glacial and recent snow-lines have again and again been determined on the glaciers, contrary to the original definition. So their meaning corresponds approximately to the value of the equilibrium line. But the question arises as to whether we shall be able, in the future, to transfer the vague geographical notions into clearly definable glaciological-climatological designations.

Great exposure differences in the cold age glaciation point to summers with heavy insolation and great ablation effect. But components of the circulation which follows the meridians brought sporadic summer-snowfalls as far as the high mediterranean mountains. Moist, adhering summer snow was transformed into firn and ice in the highest summit regions and has sensibly influenced the forming of

the surface of the high regions favored by precipitations.

But the great exposure differences should also not be overestimated (southern glaciers on Erciyas, Taurus, Sierra Nevada etc.). The huge depositions, results of weathering since the Würm maximum, have often buried glacial forms in southern exposure.

In the mediterranean mountains, ice-covered surfaces often do not appear above but beside the belt of structure soils or solifluction. This fact is explained by the subdivision of the notion of the snow-line of which we have spoken: «niveau», level 365, the real lower limit of the nival belt, proceeds upward to the structure soil belt. The middle equilibrium line of the glaciers can lie much lower, in intensively insulated and summer-dry mountains the glaciers often appear and exist in favored situations of the structure soil belt. Level 365 and the middle equilibrium line could differ 500–1000 m in an ice-age mediterranean mountain glaciation.

The snow-line in the mediterranean area rises much more quickly from N to S than the upper timberline. The differences between both increase from about 1000 m in the northern to about 1500 m in the southern Mediterranean region. This phenomenon points to a strong widening of the structure soil belt from N to S and from maritime to continental climatic provinces, which is confirmed by a comparison of snow-line – solifluction-limit. All these altitudinal limits have their own conditions of origin and existence and can never develop in an even way.

The depression of the snow-line of the last ice-age is subject to great variations and can nowhere be put in unequivocal relation to tectonic processes. Within the small areas, the zones of rich or poor precipitation have a greater effect when the snow-line is low as in ice-age, than when it is high, as in the recent period. This is why the snow-line depression increases in regions which are rich in rain and decreases in those which are drier. We have discussed in detail the importance of the temperature gradients for the snow-line depression. With reservations we have determined from the snow-line depression the following depressions of the ice-age temperatures in the lower air layers of the warmest month: northern mediterranean area in maritime situation something

less than 10°, in continental situation as much as 10° or more. Southern and eastern mediterranean space in the influence sphere of the arid regions 6–7°.

The regression of the sea greatly altered the structure of the Mediterranean, and this has had consequences in many places on climate and on the course of the snow-lines. Especially interesting is the subdivision into two separated basins. The climatic sphere of the eastern Mediterranean was a little more of continental character than the western, as the snow-lines suggest.

The glaciation and the glacial forms point to an early-to-maximum Würm with richer precipitation and to a maximum-to-final Würm with low precipitation. Irregular strong downpours with torrential run-off and heterogeneous depositions in lower situations, summer snow-falls in higher situations are characteristics of the morphodynamic of early Würm. The distribution of the precipitation allows neither dense vegetation nor forests, so that we can scarcely speak of a real pluvial period. A cold dry maximum-to-late Würm with strong insolation intensity in the high mountains strengthens the weathering power and favors the extreme slope and glaciation asymmetries. On the whole, we can in no case speak of *one* würm-age climate and of *one* würm-age shaping of forms. We can no longer admit a simple parallelism of glacial period in higher latitudes with pluvial period in lower latitudes. An early and high glacial period with higher precipitation has had its consequences as far as the centre of to-days arid zone (ice-age = pluvial age) as well as a high and late glacial period poor in precipitations (ice-age = dry age).

The more than 200 glaciated mountain massives of the mediterranean area have all known a different length of glaciation. Those high mountains which still have a recent glacier have doubtlessly been glaciated already in early Würm and deglaciated only towards the end of the late glacial period. The duration of Würm-age glaciation could be from 40 000–50 000 years. Those mountains which barely reached the ice-age snow-line were only glaciated a few thousand years during the most favorable climatic phase (22 000–18 000 BP). These huge differences in time recurred during earlier cold ages; this is reflected in the important differentiations of the forms which have resulted from glaciation.

1. Ackermann, P., 1954: Vergleich der Temperatur der freien Atmosphäre mit derjenigen des schweiz. klimatol. Netzes. *Annalen MZA*, S. 6/53.
2. Ahlmann, H. W., 1924: Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidité sous forme solide. *Geogr. Ann.* 6, S. 223.
3. — 1953: Glacier variations and climatic fluctuations. *Am. Geogr. Soc. Bowman Mem. Lectures. Ser. 3*, New York.
4. Alimen, H., 1950: Les formations glaciaires et fluvioglaciaires de la vallée de l'Ousse. *Bull. France* 20.
5. Annaheim, H., 1939: Die Eiszeit im Rilagebirge. *Peterm. Geogr. Mitt.* S. 41.
6. Atlas de la Société de Géogr. de Beograd, 1935: Fasc. 13, Hautes Montagnes Yougoslaves.
7. Awad, H., 1963: Some aspects of the Geomorphology of Marocco related to the quaternary climate. *The Geogr. Journal*.
8. Balout, L., 1952: Pluviaux interglaciaires et pré-histoire saharienne. *Trav. de l'hist. de Rech. sahar.*, p. 9.
9. Bär, O. und Leemann, A., 1963: Klimamorphologische Untersuchungen in Marokko. *Vierteljahresschr. d. Natf. Ges. Zürich*, H. 3.
10. Barbier, A. et Cailleux, A., 1950: Glaciaire et periglaciaire dans le Djurdjura occidental (Algérie). *C. r. Ac. Sc.* 231, p. 365.
11. Bartsch, G., 1934/35: Das Gebiet des Erciyas Dagi und die Stadt Kayseri in Mittel-Anatolien. *Jahrb. d. Geogr. Ges. Hannover*.
12. Bauer, B., 1934: In den Berger Montenegros. *Z. d. deutschen und österreichischen Alpenver.*
13. Beck-Mannagetta, P., 1953: Die eiszeitliche Vergletscherung der Koralpe. *Z. f. Gletscherkunde*, H. 2.
14. Beneo, E., 1945: Nuova localita fossilifera e nuovo ghiacciaio nelle Alpi Apuane. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 64.
15. Billwiler, E., 1930: Temp. und Niederschlag im schweiz. Alpenrandgebiet während des letzten Gletschervorstoßes und einige Rückschlüsse auf die eiszeitlichen Verhältnisse. *Annalen der MZA*.
16. Blenk, M., 1960: Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse. *Z. f. Geomorphologie*, H. 3/4.
17. Blumenthal, M., 1938: Der Erdschias Dagh 3916 m. *Die Alpen*.
18. — 1946: Die neue geol. Karte der Türkei. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 39.
19. — 1954: Im südostanatolischen Hochland zwischen Van-See und den Cilo-Ketten. *Die Alpen* 1954.
20. — 1955: Geologie des Hohen Bolkardagh. *Veröff. des Inst. für Lagerstättenkunde der Türkei, Serie D 7*. Ankara.
21. — 1958: Vom Agri Dagh (Ararat) zum Kaçkar Dagh. *Die Alpen* 1958.
22. — 1964: Eine Umschau in dinarischen Bergketten Jugoslawiens. *Die Alpen* 1964.
23. Blüthgen, J., 1964: Allgemeine Klimageographie. *Lehrbuch der Allg. Geogr. Bd. II*. Berlin.
24. Bobek, H., 1937: Die Rolle der Eiszeit in Nordwest-Iran. *Z. f. Gletscherkunde*.
25. — 1940: Die gegenwärtige und die eiszeitl. Vergletscherung im Zentralkurdischen Hochgebirge. *Z. f. Gletscherkunde*.
26. — 1953: Zur eiszeitl. Vergletscherung des Alburzgebirges. *Mitt. d. Nat. wiss. Ver. Kärnten*.
27. — 1963: Nature and implications of quaternary changes in Iran. *Arid Zone Research. UNESCO and WMO* 1963.
28. Boesch, H., 1951: Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. *Die Alpen*.
29. Bögel, R., 1936: Untersuchungen zum Jahresgang des mittl. geogr. Höhengradienten der Lufttemp. in den versch. Klimagebieten der Erde. *Ber. d. deutschen Wetterdienstes Nr. 26*.
30. Bourcart, J., 1960: Carte topogr. du fond de la Méditerranée occ. *Bull. de l'Inst. océanogr. Monaco*. Nr. 1163.
31. Bout, P., Derruau, M., Dresch, J., Péguay, Ch. P., 1961: Observations de Géogr. phys. en Iran sept. *Mém. et Doc.*, Tome VIII, Paris.
32. Bruschi, M., 1949: Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und den angrenzenden Gebieten. *Diss. Göttingen*.
33. Büdel, J., 1949: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. *Die Naturwissenschaften*, H. 4 und 5.
34. — 1952: Bericht über klimamorphologische u. Eiszeitforschungen in Niederafrika. *Erdkunde* H. 2/3.
35. — 1952: Die Klimazonen des Eiszeitalters. *Eiszeitalter und Gegenwart*.
36. — 1953: Die periglazial-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. *Erdkunde*.
37. — 1954: Sinai, Wüste der Gesetzesbildung. *Raumf. und Landespl.*, Abh. 28.
38. — 1956: Probleme des Pleistozäns in Afrika. *Actes du IV Congr. Internat. du Quatern.*, Rome—Pise 1953.
39. — 1960: Die Gliederung der Würmkaltzeit. *Würzburger Geogr. Arb.*, H. 8.
40. — 1966: Freundl. schriftl. Mitt. über die Vergletscherung der Djurdjura in Algerien.
41. Burney, Mc. C. B. M., 1956: Evidence of a Post-Würm II cold climate oscillation in eastern Libya. *Actes du IV Congr. Internat. d. Quatern.*, Rome—Pise 1953.
42. Butzer, K. W., 1957: Late glacial and postglacial climatic variation. *Erdkunde*, H. 1.
43. — 1957: Mediterranean Pluvials and the general circulation of the Pleistocene. *Geogr. Annaler*. S. 48.

44. — The recent climatic fluctuation in lower latitudes and the general circulation of the Pleistocene. *Geogr. Annaler*. S. 105.
45. — Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. *Bonner Geogr. Abh.* H. 24, 1958.
46. — 1958/59: Studien zum vor- und frühgesch. Landschaftswandel der Sahara. *Ak. d. Wiss. u. d. Lit.*, Nr. 1 und 2.
47. — 1960: Dynamic climatology of large-scale European circulation patterns in the Mediterranean area. *Meteor. Rundschau*. Vol. 13.
48. — 1963: The Last Pluvial Phase of the Eurafrikan Sub-Tropics. *Arid Zone Research*. UNESCO and WMO.
49. — 1964: Pleistocene cold-climate phenomena of the Island of Mallorca. *Z. f. Geomorphologie*, H. 1.
50. Cailleux, A. et Taylor, G., 1954: *Cryopédologie*. Editions pol. fr., Paris.
51. Cailleux, A. et Tricart, J., 1959: *Initiation à l'étude des sables et de galets*, 3 Bde. Paris.
52. Carandell J. y Larena, G., 1922: *El glaciario cuaternario en los Montes Ibericos*. *Mus. Cienc. Nat.*, Madrid.
53. *Catasto dei Ghiacciai Italiani 1959 ff.*: Comitato glaciologico italiano. Torino.
54. Colbertaldo, D., 1949: *I ghiacciai del Canin e del Montasio nel 1949*. *Boll. del Com. glaciol. it.*
55. Creutzburg, N., 1928: *Kreta*. *Z. d. Ges. f. Erdkunde*, Berlin.
56. — 1960: *Die mykonischen Inseln*. *Regio Basiliensis*. Bd. 1.
57. — 1966: *Die südägäische Inselbrücke*. *Erdkunde*, H. 1.
58. Cucuzzi-Silvestri, S., 1949: *Sulla presenta età pliocenica dell'Etna*. *Boll. Acc. Gioenia*. Ser. 4, fasc. 2.
59. Cvijic, J., 1898: *Das Rilagebirge und seine ehemalige Vergletscherung*. *Z. d. Ges. f. Erdkunde*. Berlin.
60. — 1900: *Morphologische und glaciale Studien aus Bosnien, der Herzegowina und Montenegro*. *Abh. Geogr. Wien* 2.
61. — 1904: *Neue Ergebnisse über die Eiszeit auf der Balkan-Halbinsel*. *Mitt. d. kk. geogr. Ges. Wien* 47.
62. — 1908: *Beobachtungen über die Eiszeit auf der Balkan-Halbinsel*. *Z. f. Gletscherkunde* 3.
63. — 1908: *Grundlinien der Geogr. und der Geol. von Mazedonien und Altserbien*. *Petermanns Erg. Hefte* 162.
64. — 1917: *L'époque glaciaire dans la péninsule Balkanique*. *Ann. de Géogr.*, Paris.
65. Demangeot, J., 1963: *Glacier rissien de Pietracamela (Apennin Abruzzais)*. *Méditerranée* 1.
66. — 1965: *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. *Mém. et Documents*, Paris.
67. Diener, C., 1886: *Libanon, Grundlinien der phys. Geogr. und Geol. von Mittelsyrien*. Wien.
68. Dresch, J., 1941: *Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous*. Tours.
69. — 1949: *Sur des formations de remblaiement continental et la présence de formes glaciaires dans le Haut Atlas calcaire*. *C. r. somm. Soc. Géol. fr. Paris*.
70. — et Raynal, R., 1953: *Formes glaciaires et périglaciaires dans le Moyen Atlas*. *C. r. somm. Soc. Géol. fr.* 11. Paris.
71. Drygalski, E. und Machatschek, F., 1942: *Gletscherkunde*. Wien.
72. Dubief, J., 1956: *Note sur l'évolution du climat Saharien au cours des derniers millénaires*. IV. *Congr. Internat. du Quatern. Rome-Pise 1953*.
73. — 1963: *Contribution au problème des changements de climat survenus au cours de la période couverte par les observations météor. faites dans le nord de l'Afrique*. *Arid Zone Research*. UNESCO.
74. Emberger, L., 1939: *Aperçu général sur la végétation du Maroc*. *Veröff. Geobot. Inst. Rübel*, H. 14.
75. Emiliani, C., 1955: *Pleistocene temperature variations in the Mediterranean*. *Quaternaria*, Rome.
76. — 1956: *Angaben über Meerestemp. best. im Jahrb. der Ak. d. Wiss. und d. Lit.*, Mainz.
77. — und Mayeda, T., 1964: *Oxygen isotopic analysis of some molluscan shells from fossil littoral deposits of Pleistocene age*. *Am. J. Sc.* 262. I.
78. Enquist, F., 1916: *Der Einfluß des Windes auf die Verteilung der Gletscher*. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*. Vol. 14.
79. Erinc, S., 1944: *Glazialmorph. Untersuchungen im nordostanatolischen Randgebirge*. *Publ. de la Fac. d. Lettres, Univ. Istanbul* No. 1.
80. — 1951: *The glacier of Erciyas in pleistocene and post-glacial epoches*. *Rev. of the Geogr. Inst. Univ. Istanbul* No. 2.
81. — 1951: *The influences of continentality in Turkey*. *Rev. of the Geogr. Inst. Univ. Istanbul*. No. 2.
82. — 1952: *Glacial evidences of the climatic variations in Turkey*. *Geogr. Annaler*, H. 1–2.
83. — 1955: *Mount Honaz and Boz Dag from standpoint of periglacial morphology*. *TCD*, no. 13–14.
84. Fairbridge, R. W., 1965: *Eiszeitklima in Nordafrika*. *Geol. Rundschau*. H. 1.
85. Fezer, F., 1966: *Angaben über die Würm-Vergletscherung des Schwarzwaldes*. *Nach einem Vortrag DEUQUA-Kongr. Göttingen*.
86. Finsterwalder, R., 1953: *Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpengletschern*. *Z. f. Gletscherkunde*, H. 2.
87. Firbas, F., 1939: *Vegetationsentwicklung und Klimawechsel in der mitteleurop. Spät- u. Nacheiszeit*. *Die Naturwissenschaften* 27.
88. — 1951: *Die quartäre Vegetationsentwicklung zw. den Alpen und der Nord- und Ostsee*. *Erdkunde* V.
89. Fleischer, U., 1964: *Schwerstörungen im östl. Mittelmeer nach Messungen mit einem Askania-Seegravimeter*. *Deutsche Hydr. Z. H.* 4. Hamburg.
90. Flint, R. F., 1947: *Glacial geology and the Pleistocene Epoch*. New York.
91. Fliri, F., 1964: *Zur Witterungsklimatologie*

- sommerlicher Schneefälle in den Alpen. Wetter und Leben, Jg. 16.
92. Flohn, H., 1949: Zur Kenntnis des Klimas der freien Atmosphäre über Sizilien. *Geofisica pura e appl.* 15. Milano.
  93. — 1952: Allg. atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. *Geol. Rundschau*, H. 1.
  94. — 1953: Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. *Erdkunde*, H. 4.
  95. — 1955: Neue Vorstellungen über die Formen der atmosphärischen Zirkulation in trop.-subtrop. Breiten. *Leopoldina* III.
  96. — 1963: Zur meteorol. Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 14.
  97. — 1965: Grundfragen der Paläoklimatologie im Lichte einer theoretischen Klimatologie. *Geol. Rundschau*, H. 1.
  98. — Fränzle, O., 1959: Glaziale und periglaziale Formbildung im östl. Kastilischen Scheidegebirge. Bonn.
  99. Frenzel, B., 1959: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. *Ak. d. Wiss. u. d. Lit. Abh. der math.-nat. Kl.* Nr. 13. Mainz.
  100. Furrer, E., 1966: Über die Waldgrenze am Gran Sasso. Nach einem Vortrag in der Bern. Bot. Ges.
  101. Furrer, G., 1959: Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen. *Geogr. Helv.* 4.
  102. — 1965: Die Höhenlage von subnivalen Bodenformen. *Hab.-schrift*, Zürich.
  103. — 1965: Die subnivale Höhenstufe und ihre Untergrenze in den Bündner und Walliser Alpen. *Geogr. Helv.*
  104. Galibert, G., 1965: *La haute montagne alpine*. Toulouse.
  105. Galloway, R. W., 1965: A note on world precipitation during the last glaciation. *Eiszeitalter und Gegenwart*.
  106. Garcia Sainz, G., 1940: Morphologische Skizze des Zentralabschnittes der span. Pyrenäen. *Peterm. Mitt.* 86.
  107. — 1943: El glaciarismo cuaternario de Sierra Nevada. *Est. Geogr.* 2.
  108. Geol. Karten der Türkei 1963 ff.: Div. Blätter 1 : 500 000. *Maden Tektik ve Arama Enstitüsü*, Ankara.
  109. Giermann, G., 1961: Erläuterungen zur bathymetrischen Karte der Straße von Gibraltar. *Bull. de l'Inst. océanogr. Monaco*. No. 1218 A.
  110. — 1962: Erläuterungen zur bathymetrischen Karte des westl. Mittelmeeres. *Bull. de l'Inst. oc. Monaco*. No. 1254 A.
  111. — 1964: Epirogene Krustenbewegungen im Quartär. *Bull. de l'Inst. oc. Monaco*. No. 1294.
  112. Göhrs, J., 1951: Die Klimate der ewigen Gefronnis. *Diss.* Göttingen.
  113. Golubic, S., 1958: Beitrag zur Klimakenntnis des jugoslawischen Küstenlandes mit Benützung der Walter'schen Klimadiagramme. *Geografski Glasnik* XX, Zagreb.
  114. Gortani, M., 1930: Sui ghiacciai quaternari dell'Italia Centrale. *Atti* 11, *Geogr. it. Napoli*.
  115. Göttinger, G., 1954: Neue Erkenntnisse über die Spiegelschwankungen des Mittelländischen Meeres während des Eiszeitalters. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 96.
  116. Grund, A., 1902: *Eiszeitforschung in Bosnien und Herzegowina*. *Verh. d. Ges. deutsch. Naturforscher und Ärzte*.
  117. — 1910: Beiträge zur Geomorphologie des Dinarischen Gebirges. *Geogr. Abh.* VII, H. 3.
  118. Guillien, Y., 1962: Néoglaciale et tardiglaciaire: Géochimie, palynologie, préhistoire. *Ann. de Géogr.*
  119. — et Rondeau, A., 1966: Le modelé cryonival de la Tunisie centra'e et septentrionale. *Ann. de Géogr.*
  120. Hader, F., 1955: Klimazahlen zur Beurteilung der alpinen Frostverwitterung. *Mitt. d. Geogr. Ges. Wien*, 97.
  121. Hafemann, D., 1965: Die Niveauänderungen an den Küsten Kretas seit dem Altertum. *Ak. d. Wiss. und der Lit. Mainz*. Nr. 12.
  122. Hamilton, W. J., 1842: *Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia*. 2 Bde. London.
  123. Hammen, van der, T., Wijmstra, T. A., Molen van der, W. H., 1965: Palynological study of a very thick peat section in Greece and the Würm-glacial Vegetation in the Mediterranean region. *Geol. en Mijnbouw*. Jg. 44.
  124. Hassert, K., 1901: Gletscherspuren in Montenegro. *Verh. d. 13. deutsch. Geogr.-tages*. Breslau.
  125. Hempel, L., 1966: Klimamorphologische Taltypen und die Frage einer humiden Höhenstufe in europäischen Mittelmeerländern. *Peterm. Geogr. Mitt.* H.2.
  126. Hermes, K., 1955: Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. *Kölner Geogr. Arbeiten*, H. 5.
  127. Hernandez-Pacheco, F., 1914: Fenomenos de glaciarismo cuaternario en la Cordillera Cantabrica. *Bol. real Soc. esp. Hist. nat.* 14.
  128. — 1944: Fisiografia, geologia y glaciarismo cuaternario de las montanas de Reinosa. *Mem. real. Ac. Cienc. exact. fis. nat. Madrid*.
  129. Hesse, W., 1961: *Handbuch der Aerologie*. Leipzig.
  130. Heybrock, W., 1953: Eiszeitliche Gletscherspuren im Hohen Atlas. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.* H. 2, 319.
  131. — 1954: Firnverhältnisse auf Korsika. *Z. f. Gletscherkunde*, H. 1, S. 77.
  132. Höfer, R., 1879: *Gletscher und Eiszeitstudien*. *Sitz. Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien*.
  133. Hoinkes, H. und Untersteiner, N., 1952: Wärmumsatz und Ablation auf Alpengletschern. *Geografsika Annaler* 34.
  134. Hövermann, J. und Poser, H., 1951: Morphometrische und morphologische Schotteranalyse. *Proc. 3. rd. Internat. Congr. of Sedimentology*.
  135. Hövermann, J., 1962: Über Verlauf und Ge-

- setzmäßigkeit der Strukturbodengrenze. *Biuletyn Peryglacialny*, nr. 11, Lodz.
136. Jäckli, H., 1957: Gegenwartsgeologie d. bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Geb. Landschaften. Zürich.
  137. Jaranoff, D., ? : Die tektonischen Bewegungen der Balkanhalbinsel während des Quartärs. *Verh. der III. INQUA*.
  138. — 1939: La péninsule Balkanique pendant le Quaternaire. *Z. Bulg. Geogr. Ges.* 11.
  139. Jovanovic, P., 1928: La glaciation de Jakupica. *Ed. spec. de la Soc. de Géogr. de Beograd*.
  140. Kaiser, K., 1963: Die Ausdehnung der Vergletscherung und perigl. Erscheinungen während der Kaltzeiten innerhalb der syrisch-libanesischen Gebirge und die Lage der klimat. Schneegr. zur Würmeiszeit im östl. Mittelmeerraum. *Rep. of the VI. internat. Congr. on Quatern.* Warsaw 1961.
  141. — 1965: Ein Beitrag zur Frage der Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens. *Z. f. Geomorphologie* H. 4.
  142. Kanter, H., 1930: Kalabrien. *Abh. aus dem Geb. d. Auslandkunde*, 33. Hamburg.
  143. Kayser, E., 1932: Morphologische Studien in West-Montenegro. *Z. d. Ges. f. Erdkunde*. Berlin.
  144. Kasser, P., 1959: Der Einfluß von Gletscherrückgang und Gletschervorstoß auf den Wasserhaushalt. *Wasser- und Energiewirtschaft* 6.
  145. Kick, W., 1964: Der Chogo-Lungma-Gletscher im Karakorum. *Z. f. Gletscherkunde*, Bd. V., H. 1.
  146. Klaer, W., 1957: Beobachtungen zur rezenten Schnee- und Strukturbodengrenze im Hochlibanon. *Z. f. Geomorphologie*.
  147. — 1962: Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. *Heidelberger Geogr. Arbeiten*, H. 11.
  148. — 1965: Geomorphologische Untersuchungen in den Randgebirgen des Van-See. *Z. f. Geomorphologie*.
  149. Klebelsberg, R. v., 1928: Beiträge zur Geologie der Sierren zw. Granada und Malaga. *Z. d. Geol. Ges.* Bd. 80.
  150. — 1930, 1932, 1933: Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen. *Z. f. Gletscherkunde*.
  151. — 1931: Vom Westhang des Taygetos. *Z. Ges. f. Erdkunde*, Berlin.
  152. — 1932: Der Tymphrestos im Aetolischen Pindos. *Jahrb. Geol. B. A.*, 82, Wien.
  153. — 1947: Eiszeitliche Gletscherrekorde. *Die Alpen*. S. 371.
  154. — 1948/49: *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 2 Bde. Wien.
  155. — 1949: Spuren eiszeitlicher Lokalvergletscherung in den Lukaner Bergen. *Z. f. Gletscherkunde*.
  156. — 1952: Der nördlichste und der östlichste Firnfleck in den Alpen. *Z. f. Gletscherkunde*.
  157. — 1952: Die eiszeitliche Vergletscherung des Monte Grappa. *Z. f. Gletscherkunde*.
  158. Klute, F., 1921: Über die Ursachen der letzten Vereisung. *Geogr. Z.* 27.
  159. — 1928: Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitl. Probleme. *Z. f. Gletscherkunde* 16.
  160. — 1951: Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. *Erdkunde* 4.
  161. Kopp, K. O., 1963: Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit an der baskischen Küste. *Eiszeitalter und Gegenwart* 14.
  162. Krebs, N., 1924: Fragmente einer Landeskunde von Innerkrain. *Cvijic Festschrift*. Belgrad.
  163. Krenek, L., 1932: Gletscher im Pontischen Gebirge. *Z. f. Gl.-kunde*.
  164. Kuls, W. und Semmel, A., 1965: Zur Frage pluvialzeitlicher Solifluktionsvorgänge im Hochland von Godjam (Aethiopien). *Erdkunde*, H. 4.
  165. Kurowski, L., 1891: Die Höhe der Schneegrenze mit bes. Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. *Penck*, Wien.
  166. Kurz, M., 1923: *Le mont Olympe (Thessalie)*. Mit Karte 1 : 20 000. Paris.
  167. Lamb, H. H., 1963: On the nature of certain climatic epoche which differed from the modern (1900–1939) normal. *Arid Zone Research*, UNESCO.
  168. Lautensach, H., 1929: Eiszeitstudien in der Sierra de Estrela (Portugal). *Z. f. Gl.-kunde*.
  169. — 1942: Portugal in der Eiszeit. *Z. f. Gl.-kunde*.
  170. — 1958: Die Sagra Sierra in der südostspan. Umwelt. *Die Erde*, H. 3/4.
  171. Leidlmair, A., 1953: Die jüngsten Gletscherschwankungen in ihrer Abhängigkeit von Niederschlag, Temp. u. Strahlung. *Peterm. Geogr. Mitt.*
  172. Letsch, K., 1956: Firnverhältnisse auf Korsika. *Z. f. Gl.-kunde*, S. 268.
  173. Leutelt, R., 1932: Glazialgeologische Untersuchungen in den Nordalbanischen Alpen. *Z. f. Gl.-kunde*.
  174. — 1935: Glazialgeologische Beobachtungen im Lasistanischen Hochgebirge. *Z. f. Gl.-kunde*.
  175. Liedtke, H., 1962: Vergletscherungsspuren und Periglazialerscheinungen am Südhang des Lovcen östl. von Kotor. *Eiszeitalter und Gegenwart*.
  176. Lliboutry, L., 1964/65: *Traité de Glaciologie*, 2 Bde. Paris.
  177. Lopez-Gomez, A. y Riba, O., 1957: *El glaciario en la Sierra de Neila*. INQUA V, Madrid.
  178. Lorenzo, G. e Dainelli, G., 1923: Il glaciale dei dintorni di Lagonegro in Basilicata. *Atti Acc. Fis. e Mat. Napoli* 2, vol. 17.
  179. Lotze, F., 1962: Pleistozäne Vergletscherung im Ostteil des Kantabr. Gebirges. *Ak. d. Wiss. und der Lit.*, Mainz.
  180. Louis, H., 1926: Glazialmorphologische Beobachtungen im Albanischen Epirus. *Z. d. Ges. f. Erdkunde*, Berlin.
  181. — 1930: Morphologische Studien in Südwest-Bulgarien. *Geogr. Abh.* 3, H. 2, Stuttgart.

182. — 1933: Die eiszeitliche Schneegrenze auf der Balkanhalbinsel. Festschrift Irschirkov, Sofia.
183. — 1938: Eiszeitliche Seen in Anatolien. Z. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin.
184. — 1939: Das natürliche Pflanzenkleid Anatoliens. Geogr. Abh. Stuttgart.
185. — 1944: Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. Geol. Rundschau 34.
186. — 1954: Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. Geogr. Taschenbuch.
187. — 1958: Der Bestrahlungsgang als Fundamentalerscheinung der geogr. Klimaunterscheidung. Kinzl-Festschrift, Innsbruck.
188. Lucerna, R., 1911: Die Eiszeit auf Korsika. Abh. Geogr. Ges. Wien.
189. Machatschek, F., 1913/14: Die Depression der eiszeitlichen Schneegr. Z. f. Gl.-kunde.
190. — 1944: Diluviale Hebung und eiszeitliche Schneegrenzdepression. Geol. Rundschau 34.
191. — 1955: Das Relief der Erde, 2 Bde. Berlin.
192. Maier, W., 1936: Zur Morphologie des Aetna. Z. D. Geol. Ges. 88.
193. Marcus Merlvin, G., 1964: Climate-glacier studies in the Juneau Ice field region. Alaska. Research paper Chicago, Univers.
194. Markovic, M., 1962: Sar-Berg in Mazedonien. Die Alpen.
195. Martonne, E. de, 1906/07: L'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. Rev. d. Géogr. Annuelle I, Paris.
196. Maull, O., 1921: Beiträge zur Morphologie des Peloponnes und des südl. Mittelgriechenlands. Geogr. Abh. Bd. X.
197. Mayr, F., 1964: Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. Z. f. Geomorphologie.
198. Melik, A., 1929/30: Le glacier diluvial de Bohinj. Geogr. Vestnik, Ljubljana.
199. — 1932: La glaciation quaternaire dans les Karawanken. Geogr. Vestnik, Ljubljana.
200. Mensching, H., 1953: Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. Würzburger geogr. Arbeiten, H. 1.
201. — 1955: Das Quartär in den Gebirgen Marokkos. Peterm. Geogr. Mitt., Erg. H. 256.
202. — 1960: Ber. u. Gedanken zur Tagung der Kommission für Periglazialforschung in der IGU in Marokko, 1959. Z. f. Geomorphologie.
203. Messerli, B., 1964: Der Gletscher am Erciyas Dag und das Problem der rezenten Schneegr. im anatolischen und mediterranen Raum. Geogr. H.
204. — 1965: Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada. Diss. Zürich.
205. — 1965: Der Erciyas Dag. Die eiszeitliche Vergletscherung eines Vulkans. Die Alpen.
206. — 1966: Die Schneegrenzhöhen in den ariden Zonen und das Problem Glazialzeit-Pluvialzeit. Mitt. d. Naturf. Ges. Bern. Bd. 23.
207. — 1966: Das Problem der eiszeitlichen Vergletscherung am Libanon und Hermon. Z. f. Geomorphologie.
208. Meteorologie Frankreich: Schriftliche Mitteilung über die Höhenstation Pic du Midi (Pyrenäen). Serv. Mét. Métropolitain, Bordeaux-Merignac.
209. Meteorologie Griechenland: Mündliche Mitteilungen von Prof. Livadas. Chef der met. Station Aghios Antonio, Universität Saloniki.
210. Meteorologie Marokko: Schriftl. Mitt. über den Niederschlag am Hohen Atlas. Serv. de Phys. du Globe et de Météor., Casablanca.
211. Meteorologie Türkei: Schriftliche Mitteilungen über Temperatur und Niederschlag am Erciyas, Ulu Dag, Antalya und Elmali, Taurus.
212. — 1962: Meteorolji Bülteni. Niederschlagskarte 1929-59. Ankara.
213. — 1962: Kar Oerüsü (Schneefall-Statistik). Ankara.
214. Meteorologie WMO 1965: World Meteor. Organization. Short-Period Averages for 1951-60 and prov. average values for Climat Temp. WMO/OMM. No. 170, Geneva.
215. Milojevic, B., 1934: Les montagnes de Crna Prst, Bielasica et Perista. Ed. spec. Soc. Géogr. Beograd, 16.
216. — 1939: Les hautes montagnes dans le royaume de Yougoslawie. Beograd.
217. — 1951: Durmitor, Recherches de Géogr. régionale. Ac. Serbe des Sciences. Recueil de l'Inst. de Géogr. 2.
218. — und Borivoje, 1935: Sinjejevina, Visitor, Zeletin. Geografski Vestnik. Ljubljana.
219. Mistardis, G., 1935: Recherches géomorphologiques dans le NE de l'Epire. Athen. (Siehe Z. f. Gl.-kunde 1937.)
220. — 1937: Sur les traces de glaciation dans la partie montagneuse du Nord du Peloponnes. Z. f. Gl.-kunde 1937.
221. — 1952: Recherches glaciologiques dans les parties supérieures des Monts Oeta et Oxya (Grèce centrale). Z. f. Gl.-kunde.
222. Monterini, V., 1937: Les conditions météor. sur les Alpes et les variations périodiques des glaciers italiens. Bull. Comm. Glac. It., 17, Turin.
223. Morawetz, S., 1941: Zur Frage der Schneegrenzverschiebungen. Peterm. Geogr. Mitt. 87.
224. — 1952: Klimabeziehungen des Gletscherverhaltens in den Ostalpen. Z. f. Gl.-kunde.
225. — 1955: Zur Frage der eiszeitlichen Temperaturenniedrigung. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien.
226. — 1961: Schneegrenze, Gletscherablation, Temperatur und Sonnenstrahlung in den Ostalpen. Peterm. Mitt. 105.
227. Mörikofer, W., 1932: Das Hochgebirgsklima. SA aus Physiologie des Höhenklimas von A. Loeny, Davos und Berlin.
228. Mortensen, H., 1952: Heutiger Firnrückgang und Eiszeitklima. Erdkunde, 2/3.
229. — 1957: Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleist. Schneegrenzdepr. in den Rand- und Subtropen. Z. f. Geomorphologie.
230. Müller, F., 1961/62: Axel Heiberg Island Research Rep., Mc. Gill Univers. Montreal. Preliminary Rep., Dez. 1963.
231. — 1963: An Arctic Res. Expedition and its re-

- liance on large-scale maps. The Canadian Surveyor. Vol. XVII.
232. — 1963: Photogrammetric and Cartographic Results of the Axel Heiberg Expedition. The Canadian Surveyor XVII.
233. Münchner Hindukusch-Kundfahrt 1963: Verlauf, wissenschaftliche und bergsteigerische Ergebnisse. München.
234. Négris, P.H., 1922: Phases glaciaires en Grèce, leur relation avec le morcellement de l'Egeïs C. r. Ac. Sc. Paris.
235. Neumayr, M., 1880: Geol. Beobachtungen im Gebiet des thessalischen Olympos. Denkschrift der k. k. Ak. d. Wiss., Wien.
236. Nolic, R. T., 1912: La glaciation du Sar-Planina et du Korab. Bull. Soc. Serbe de Géogr.
237. Nowack, E., 1929: Die diluvialen Vergletscherungsspuren in Albanien. Z. f. Gl.-kunde.
238. Nußbaum, F., 1928: Die diluviale Vergletscherung der östl. Pyrenäen. Geogr. Zeitschr. 2.
239. — 1930: Morphologische Studien in den östl. Pyrenäen. Z. f. Ges. f. Erdkunde. Berlin.
240. — 1936: Die eiszeitliche Schneegrenze in den Pyrenäen. INQUA Wien.
241. — 1946: Orographische und morphologische Untersuchungen in den östl. Pyrenäen. Jahresber. Geogr. Ges. Bern.
242. — und Gygax, F., 1953: La glaciation quaternaria en la cordillera cantabrica. Estudios geogr. 51.
243. Oberhammer, E., 1935: Die höchsten Erhebungen der Balkanhalbinsel. Peterm. Mitt.
244. Obermaier, H., 1914: Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. Trab. Mus. Cienc. Nat., Madrid.
245. — 1916: Contribucion al estudio del glaciario cuaternario de la Sierra de Gredos. Trab. Mus. Cienc. Nat., Madrid.
246. — 1921: Die eiszeitliche Vergletscherung Spaniens. Peterm. Mitt. 67.
247. — 1932: Beiträge zur Kenntnis der quartären Vereisung der Iberischen Halbinsel. Z. f. Gl.-kunde, Bd. XX.
248. — y Carandell, J., 1917: Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. Trab. Mus. Cienc. Nat., Madrid.
249. Onde, H., 1952: Formes glaciaires dans le Massif lycien de l'Ak Dagh. XIX, Congr. géol. internat. Alger, fasc. XIII.
250. Osswald, K., 1938: Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmakedonien. Geol. Landesanstalt von Griechenland. Athen.
251. Oswald, F., 1912: Armenien. Handbuch der reg. Geologie V. Heidelberg.
252. Ostrem, G. og Liestol, O., 1963: Glasiologiske undersøkelser i Norge. Norsk Geografisk Tidsskrift, Bind XVIII, H. 7/8, 1961–62.
253. Paci, M., 1935: Revisione dei terreni morenici quaternari delle Alpe Apuane. Proc. Verb. Soc. tosc. Sc. Nat., Pisa.
254. Panzer, W., 1932: Die eiszeitlichen Endmoränen von Puigderda (Ostpyrenäen). Z. f. Gl.-kunde.
255. Paschinger, H., 1954: Würmvereisung und Spätglazial in der Sierra Nevada. Z. f. Gl.-kunde.
256. — 1954: Der südlichste Gletscher Europas. Z. f. Gl.-kunde.
257. — 1955: Die würmeiszeitliche Schneegrenze im Mittelmeergebiet. Mitt. Geol. Ges. Wien, Klebelsberg-Festschrift.
258. — 1956: Neue Arbeiten über die Vergletscherung des Aetna während der letzten Kaltzeit. Z. f. Gl.-kunde, Bd. III/2.
259. Paschinger, V., 1912: Die Schneegrenzen in verschiedenen Klimaten. Pet. Mitt., Erg. H. 173.
260. — 1923: Die Eiszeit, ein meteor. Zyklus. Z. f. Gl.-kunde.
261. — 1957: Begriff und Wirkungen der Massenerhebung. Festschr. 100-Jahr-Feier der Geogr. Ges. Wien.
262. Penck, A., 1883: Die Eiszeit in den Pyrenäen. M. d. Ges. f. Erdkunde, Leipzig.
263. — 1884: Höhenkarte der Schneelinien in Europa während der Gegenwart und Eiszeit. Verh. d. IV. D. Geogr. Tages, München.
264. — 1900: Die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel. Globus 78, Braunschweig. S. 133, 159, 173.
265. — 1936: Europa zur letzten Eiszeit. Festschr. N. Krebs. Stuttgart.
266. — 1938: Das Klima der Eiszeit. INQUA.
267. Penther, A., 1905: Eine Reise in das Gebiet des Erdschias Dagh. Mit Beilagen von Zederbauer und Tschamler. (Karte 1 : 80 000.) Abh. kk. geogr. Ges. Wien, Bd. VI.
268. Pfannenstiel, M., 1951: Quartäre Spiegelschwankungen des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres. Vierteljahresschr. Natf. Ges. Zürich, 96.
269. — 1954: Die Schwankungen des Mittelmeerspiegels als Folge der Eiszeiten. Freiburger Universitätsreden, N. F. 18.
270. — 1956: Die eiszeitlichen Schwankungen des Mittelmeerspiegels im Raume des Nildeltas. Actes du IV. Congr. Internat. d. Quatern., Rome–Pise 1953.
271. — 1956: Ergebnisse der VEMA-Tiefsee-Exp. im Jahrbuch der Ak. d. Wiss. u. d. Lit., Mainz. S. 59.
272. — 1956: Rezente Froststrukturböden und Karst des Ulu Dagh. Ak. d. Wiss. u. d. Lit., Nr. 5. Mainz.
273. — 1960: Erläuterungen zu den bathymetrischen Karten des östl. Mittelmeeres. Bull. de l'Inst. oc. Monaco. No. 1192A.
274. Philippson, A., 1904: Das westliche Kleinasien. Z. d. Ges. f. Erdkunde.
275. — 1913, 1914, 1915: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Peterm. Mitt. Erg. H. 177, 180, 183.
276. — 1930: Beiträge zur Morphologie Griechenlands. Geogr. Abh.
277. Pillewizer, W., 1957: Untersuchungen an Blockströmen der Oetztaler Alpen. Abh. des Geogr. Inst. Univ. Berlin. Festschrift Maull.
278. Pinar, N., 1956: Le Quaternaire en Turquie et les phases de l'effondrement de l'Egeide. Actes

- du IV. Congr. Internat. du Quatern., Rome—Pise 1953.
279. Piwowar, A., 1903: Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. Vierteljahresschr. Natf. Ges. Zürich.
  280. Plandé, R., 1939: Neiges et Glaces d'aujourd'hui dans les Pyrénées. Rev. Géogr. des Pyr. et du Sud-Ouest, Fasc. 1.
  281. Planhol, X. de, 1953: Les formes glaciaires du Sandras dag et la limite des neiges éternelles quaternaires dans le S.-O. de l'Anatolie. C. r. somm. Soc. Géol. fr., p. 263.
  282. — 1956: Position stratigraphique et signification morphologique des travertins subtaurique de l'Anatolie Sud-occ. Actes du IV. Congr. In. du Quatern., Rome—Pise 1953.
  283. — 1962: Carte de la limite quaternaire des neiges persistantes dans le sud-ouest de l'Asie mineure. Rev. d. Géogr. Alpine.
  284. — 1964: Glaciaire et périglaciaire quaternaires et actuels dans le massif du Karagöl (Chaînes pontiques). Rev. d. Géogr. Alpine.
  285. Platt, C. M., 1966: Beobachtungen über das Klima am Lewis Glacier (M. Kenya). Journal of Glaciology, Vol. 6, Nr. 44. (Frei zit. nach «Die Alpen» 66).
  286. Poser, H., 1933: Das Problem des Strukturbodens. Geol. Rundschau. Bd. 24.
  287. — 1947: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Die Naturwissenschaften, 34.
  288. — 1947: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Die Naturwissenschaften 34.
  289. — 1948: Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde.
  290. — 1957: Klimamorphologische Probleme auf Kreta. Z. f. Geomorphologie.
  291. — und Hövermann, J., 1951/52: Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. Abh. der Braunschweig. Wiss. Ges.
  292. Rathjens, C., 1960: Beobachtungen an hochgelegenen Poljen im südl. Dinarischen Karst. Z. f. Geomorphologie.
  293. — 1965: Ein Beitrag zur Frage der Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens. Z. f. Geomorphologie.
  294. Ratzel, F., 1889: Höhengrenzen und Höhengürtel. Z. d. Deutsch-Österr. Alpenvereins.
  295. Raynal, R. et coll., 1956: Deux exemples régionaux de glaciation quaternaire au Maroc: Haut Atlas et Moyen Atlas. Act. IV. Congr. Internat. du Quatern., Rome 1953.
  296. — et Tricart, J., 1963: Comparaisons des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc. Bull. Soc. Géol. de France, V. S. 587.
  297. Reichel, E., 1932: Die Niederschlagsverhältnisse der Türkei. Ann. d. Hydrographie. Bd. 60.
  298. Reid, F. H., 1896: The mechanics of glaciers. J. of glaciology 4.
  299. Reinhard, A., 1925: Glazialmorphologische Studien im westl. u. zentr. Kaukasus. Z. f. Gl.-kunde.
  300. Richter, E., 1888: Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart.
  301. Ridanovic, J., 1961: Les Conditions spécifiques de la glaciation de l'Orjen. Abstracts of Paper of 6. INQUA. Warschau.
  302. Roglic, J., 1935: La montagne de Biokovo. Ed. spéc. d. l. Soc. de Géogr. de Beograd. Fasc. 18.
  303. — 1959: Contribution à la connaissance de la glaciation et de l'évolution du relief des montagnes autour de la Neretva moyenne. Geografski Glasnik, Zagreb XXI.
  304. Rognon, M. P., 1963: Le modelé de haute montagne dans l'Atakor. (Sahara central.) Bull. de l'Ass. de Geogr. fr.
  305. Rubin, M., 1963: Simultaneity of glacial and pluvial episodes from C-14 chronology of the Wisconsin glaciation. Arid Zone Research. UNESCO.
  306. Sacco, F., 1941: Il glacialismo nell'Apennino. L'Universo, Num. 9.
  307. Salomon-Calvi, W., 1940: Das Erdbeben des Erciyes vom 20. Februar 1940. MTA, Sene 5, Sayi 2/19. Ankara.
  308. Sawicki, R. von, 1910/11: Die eiszeitliche Vergletscherung des Orjen in Süddalmatien. Z. f. Gl.-kunde.
  309. Scarsella, F., 1947: Nuove tracce di antichi ghiacciai nei Monti Sibillini e nei Monti della Laga. Boll. Soc. Geol. It. 64, 1945.
  310. Schamp, H., 1951/52: Das Hochgebirge der südlichen Halbinsel Sinai und die Frage nach seiner diluvialen Vereisung. Die Erde.
  311. Schüepp, M., 1959: Lufttemperatur. Klimatologie der Schweiz. Beiheft zu den Ann. der MZA, Abschn. C.
  312. Schwarzbach, M., 1961: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart.
  313. Seiffert, H., 1950: Das Klima an der Schneegrenze. Diss. Göttingen.
  314. Sermet, I., 1934: Sobre unos vestigios de topografía glaciaria en la Sierra Tejada (Andalusien). Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 34.
  315. — 1942: Sierra Nevada. Estudios Geogr., Num. 9.
  316. Sestini, A., 1937: Sugli antichi ghiacciai delle Alpi Apuane e dell'Apennino. Sett., Boll. Soc. Geogr. It.
  317. Shcheglova, O. P., 1962: Using of snow-cover surveying for the snowline height determination. Nachr. Geogr. Ges. Sowjetunion, 2, 1961. (Nach Bespr. Z. f. Geomorphologie 1962, S. 245.)
  318. Sifrer, M., 1963: New findings about the glaciation of Triglav. Geografski zbornik VIII. Ljubljana.
  319. Sivall, T., 1957: Sirocco in the Levant. Geogr. Annaler.
  320. Sobjic, P., 1926: Traces glaciaires dans la Zupa de Niksic—Montenegro. Bull. de la Soc. d. Géogr. Beograd. T. 12.
  321. Soergel, W., 1942: Die eiszeitliche Temperaturerniedrigung in Mitteleuropa. Jahresber. u. Mitt. des Oberrhein. Geol. Ver., XXXI.

322. Solé Sabaris, L., 1952: España, geografía física. — In Manuel de Terán: Geografía de España y Portugal I, Abh. 58/59.
323. Speranza, F., 1960: Dei limiti altimetrici della vegetazione sull'Etna. Catania.
324. Spreitzer, H., 1957. Zur Geographie des Kilikischen Ala Dagh im Taurus. Festschr. 100 Jahre Geogr. Ges. Wien.
325. — 1958: Frührezente und rezente Hochstände der Gletscher des Kilikischen Ala Dagh im Taurus. Schlern-Schriften, Bd. 190, Innsbruck.
326. — 1960: Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. Z. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 1.
327. Srbik, R., von, 1941: Glazialgeologie d. Kärntner Karawanken. N. Jb. für Min., Sonderband III, S. 188.
328. Stratil-Sauer, G., 1927: Der östliche Pontus. Geogr. Zeitschr.
329. — 1961, 1964, 1965: Beobachtungen im Ostpontischen Gebirge, unter bes. Berücksichtigung der Kaltzeitformen. Mitt. der Oesterr. Geogr. Ges., Wien.
330. Streiff-Becker, R., 1936: Zwanzig Jahre Firnbeobachtung. Z. f. Gl.-kunde.
331. — 1947: Die Schneegrenze in den Alpen. Leben und Umwelt. Naturwiss. Monatszeitschr., H. 7, S. 107.
332. Suter, K., 1933, 1935, 1936: Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen. Z. f. Gl.-kunde.
333. — 1937: Zur eiszeitlichen Vergletscherung des Nordapennins. Schweiz. Geograph.
334. — 1939/1940: Die eiszeitliche Vergletscherung des Zentralapennins. Diss. Zürich 1939 und Vierteljahresschrift der Natf. Ges. Zürich 1940.
335. Taillefer, F., 1958: Les glaciers des Pyrénées françaises. Ungedrucktes Manuskript mit beigelegtem Kartenblatt 1958.
336. Tchihatcheff, P., von, 1867: Reisen in Kleinasien und Armenien 1847–1863. Peterm. Geogr. Mitt. Erg. H. 20.
337. — 1867: Asie mineure, 4 Bde., 1. Bd. Geologie. Paris.
338. Tollner, H., 1934: Die meteor.-klimatischen Ursachen der Gletscherschwankungen in den Ostalpen während der letzten zwei Jahrhunderte. Mitt. der Geogr. Ges. Wien, Bd. 96.
339. Tonini, D., 1961: Il Ghiacciaio del Calderone del Gran Sasso d'Italia. Boll. Com. Glac. It., No. 10, Torino.
340. Tozer, H. F., 1881: Turkish Armenia and Eastern Asia Minor. London.
341. Trevisan, L., 1940: I limiti nivali attuali e würmiani in Italia. Boll. Com. Glac. It., Torino.
342. Tricart, J., 1951: Das Quartäre Palaeoklima und die klimatische Morphologie im mediterranen Süden. Eiszeitalter und Gegenwart.
343. — 1963: Oscillations et modifications de caractère de la zone aride en Afrique et en Amérique latine lors des périodes glaciaires des hautes latitudes. Arid Zone Research. UNESCO.
344. Troll, C., 1944: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundschau 34.
345. — 1956: Die Klimatypen an der Schneegrenze. Actes du IV Congr. Internat. du Quatern. Rome—Pise 1953.
346. — 1966: Oekologische Landschaftsforschung und vergleichende Hochgebirgsforschung. Erdkundliches Wissen, H. 11.
347. Vagliasindi, C., 1948: Origine glaciale della Valle del Bove, altro ghiacciaio etneo. Boll. dell'Acc. Gioenia, Catania. Ser. 3. fasc. 22.
348. — 1949: Osservazioni sul periodo glaciale e nuove manifestazioni dell'azione glaciale quaternaria sul Monte Etna. Boll. Acc. Gioenia, Ser. 4, fasc. 2, Catania.
349. Vanni, M., 1954: Considération sur les variations frontales des glaciers italiens au cours des quarante dernières années. Publ. no. 39 de l'Ass. Internat. d'Hydrologie. Rome.
350. Vosseler, P., 1931: Eiszeitstudien im nordwestlichen Spanien. Z. f. Gl.-kunde.
351. Weischet, M., 1954: Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. Mitt. d. Geogr. Ges. in München.
352. — 1960: Zum Problem der Stabilität der Klimabedingungen in Westsibirien während der Glaziale und Interglaziale. Eiszeitalter und Gegenwart.
353. Wernert, P., 1932: Diluviale Vergletscherungsspuren in der Cuerda Larga der Südkette der Sierra Guadarrama. Z. f. Gl.-kunde.
354. Wiche, K., 1953: Klimamorphologische und talgeschichtliche Studien im M'Gounggebiet. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 95.
355. — 1953: Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 95.
356. — 1955/56: Beiträge zur Morphologie des Thessalischen Olymp. Geogr. Jahresbericht aus Österreich. Bd. XXVI.
357. Willet, H. C., 1949: Long-period fluctuations of the general circulation of the Atmosphere. Journal Meteor. 6.
358. — 1950: The general circulation at the last glacial maximum. Geogr. Annal. 31.
359. Wissmann, H. von, 1959: Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergleiche der letzten Eiszeit. (Mit einem Beitrag von H. Flohn). Ak.d. Wiss. u. d. Lit., Nr. 14, Mainz.
360. Woldstedt, P., 1958, 1961, 1965: Das Eiszeitalter. 3 Bde. Stuttgart.
361. Wright, H. E., 1962: Pleistocene glaciation in Kurdistan. Eiszeitalter und Gegenwart.
362. Zeuner, F., 1939: Schwankungen der Sonnenstrahlung und des Klimas im Mittelmeergebiet während des Quartärs. Geol. Rundschau.
363. — 1953: Das Problem der Pluvialzeiten. Geol. Rundschau 41.
364. — Zingg, T., 1954: Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage. Mitt. des Eidg. Inst. für Schnee- und Lawinenforschung. Nr. 12. Davos.