

Die Entstehung der Hochgebirgsformen.

Ein Buch für Bergsteiger.

Von Dr. Franz Heritsch
o. ö. Professor an der Universität in Graz.



Graz 1927.

Verlag Universitäts-Buchhandlung Reuschner & Lubensky.

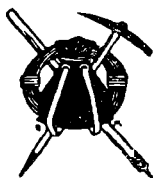
Dem
Deutschen und Österreichischen
Alpenverein
in alter Anhänglichkeit
gewidmet!



Die Entstehung der Hochgebirgsformen.

Ein Buch für Bergsteiger.

Von Dr. Franz Heritsch
o. ö. Professor an der Universität Graz.



Graz 1927.

Verlag Universitäts-Buchhandlung Leuschner & Lubensky.

**Buchdruckerei Josef Ahil,
Graz, Neutorgasse Nr. 26.**

Inhaltsverzeichnis.

- Einleitung S. 1.
- Veränderung der Erdoberfläche durch innere und äußere Kräfte S. 3. —
Arten der Abtragung S. 5. — Die Arbeit des fließenden Wassers
S. 5. — Jugend, Reife und Greisenalter S. 6. — Die Arbeit des
Eises S. 7. — Die Abspülung S. 8.
- Die Täler der Alpen S. 9. — Die Übertiefung S. 9. — Die Arten
der Veränderung der Landschaft S. 10.
- Hochgebirgsformen S. 10. — Zentralalpen und Kalkalpen S. 10. —
Entstehung von Berggruppen durch rückschreitenden Tiefenschurf des
Wassers S. 12. — Talschlüsse und Bergformen S. 12. — Gipfel-
formen S. 13. — Einfluß des Gesteins S. 13. — Einfluß der
Talanordnung S. 13. — Einfluß der Schichtung S. 14. — Ein-
fluß der Klüftung S. 15. — Blockmeere S. 16. — Marginal-
böschung S. 17.
- Die Formen der Kalkalpen S. 18.
- Die Formen der Zentralalpen S. 20. — Mittel- und Hochgebirge
S. 20. — Die Karform S. 20.
- Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen S. 21. — Rundung durch
das Eis S. 24. — Schlifffgrenze S. 24. — Schliffbord S. 25.
- Aussehen der Alpen vor der Eiszeit S. 25. — Kare S. 28. — Kare
und heutige Entwässerung S. 29. — Karboden S. 29. — Groß-
kare S. 30. — Ursprungskare S. 30. — Karterrassen S. 30. —
Aktive und inaktive Kare S. 30. — Karling S. 31. — Rundling
S. 31. — Kartreppen (Stufenkare) S. 31. — Austreten der Kare
S. 31. — Talentfernung und Kare S. 31. — Lage der Kare
S. 32.
- Verteilung der Kare in den Alpen S. 32.
- Entstehung der Kare S. 34. — Kare und Wassertiefe S. 32. — Höhen-
lage der Kare S. 35. — Vorgänge in einem gletschererfüllten
Kar S. 35. — Vorbedingungen für die Karbildung S. 36. —
Kare und voreiszeitliche Talschlüsse S. 37. — Kare der Stubalpe
S. 37. — Kar und Randklüftung S. 38. •
- Karbildung in zwei Phasen S. 39.

- Entstehung der Karterrassen S. 40. — Durchgangskare S. 40. — Kartreppen S. 40. — Zweiphasige Treppenkare S. 41.
- Hochseen S. 42.
- Firnfelder S. 43. — Firnfeldniveau S. 43. — Verebnungen S. 45. — Entstehung des Firnfeldniveaus S. 45. — Ausschluß des heutigen Tiefenschurfes des fließenden Wassers S. 46. — Erklärungsversuche S. 46. — Firnfelder, Großkare und Gehängeleisten S. 47. — Verebnungen, alte Talböden S. 48. — Verhältnisse im Korallpengebirge S. 49.
- Die Wirkung der eiszeitlichen Gletscher an Karren und Firnfeldern S. 50. — Entstehung des Schlibbordes S. 51.
- Alte Talböden S. 52.
- Frage, wie die Alpen zum Hochgebirge wurden — S. 53.
- Talstufen S. 53. — Beispiele von Stufentälern S. 53. — Mündungsstufen S. 55. — Arten der Stufen S. 55. — Erklärungsversuche S. 55.
- Stufe unter dem Prebersee S. 57. — Möglichkeit der Erklärung Seite 58. — Stufen im ehemals unvergletscherten Gebirge S. 59. — Riegelberge S. 60. — Übertiefung S. 60. — Hängetäler S. 62.
- Trogtäler S. 62. — Der Trog, eine Fels- oder Schuttform S. 64. — Trogform und Gestein S. 64. — Trogschluß S. 64. — Trogformen unter Gletschern S. 64. — Entstehung des Troges S. 65. — Erklärungsversuche S. 66. — Die Frage der ineinander geschachtelten Tröge S. 68. — Die Tröge als angebliche Erzeugnisse der Rückzugsstadien der Eiszeit S. 69.
- Zwei Arten des Eischurfes bei glazialer Entstehung des Troges S. 70. — Erklärung durch die Ausarbeitung eines Tales S. 71.
- Zwei Tröge in einzelnen Hochtälern S. 71. — Entstehung der Tröge in der Adamekogruppe S. 72. — Einwände gegen die eiszeitliche Entstehung der Tröge S. 72. — Verhältnisse in der Ankogel—Hochalmspitzgruppe S. 73. — Der Richter'sche Trog S. 75. — Hochtalboden S. 75. — Oberer Trog S. 75. — Querschnitt des Maltatales S. 75. — Maltaterrasse S. 75. — Schönaustufe S. 76. — Trogschlußstufe S. 77.
- Hochtal- und Firnfeldniveau im Maltatal S. 77. — Seebachtal S. 77. — Mallnigtal S. 77. — Döffener Tal S. 78.
- Verhältnisse in der Sonnblitzgruppe S. 79. — Verhältnisse in der Benedigerggruppe S. 80. — Verhältnisse im Raunergrat S. 82. — Verhältnisse im Prebergebiete S. 83. — Verhältnisse in den Sedauer Tauern S. 83.

- Allgemeines über die Verhältnisse in der Ankogel—Hochalmspitzgruppe S. 84. — Entstehung der Tröge S. 84. — Vorhandensein verschieden alter Entwässerungssysteme S. 85. — Anschluß des Trogtandes an Verebnungen S. 86. — Entstehung der Stufen S. 87.
- Bedeutung des Gletscherschurfes S. 88. — Erklärung der alpinen Formen durch mehrere Zeiten des Tiefenschurfes, verursacht durch mehrmalige Höherhaltung S. 89.
- Breite der alten Talböden S. 92. — Schwierigkeiten in der Vergleichung der alten Talböden S. 92.
- Uroberfläche der Alpen S. 93. — Gipfelflur S. 94. — Talböden in der Schweiz S. 96.
- Verhältnisse im Brennergebiete S. 97. — Alte Oberfläche des Firnfeldniveaus, alte Gebirgsoberfläche S. 98. — Hochtalssystem S. 99. Südtiroler Dolomiten S. 99. — Uroberfläche S. 100. — Oberfläche a S. 100.
- Jüngste Geschichte der Alpen S. 100.
- Verhältnisse in Südofttirol S. 105. — Verschiedene Niveaus in der Palagruppe S. 106. — Beziehung von Tiefenschurf und Aufschüttung S. 107. — Ablagerung von groben und feinen Schichten in Südofttirol S. 107. — Folgen von Tiefenschurf und Ruhezeiten S. 108. — Oberflächensysteme in Südofttirol und Zeiten der Gebirgsbildung S. 109.
- Verhältnisse von der Brenta gegen Osten S. 110.
- Plateaus der niederösterreichischen Kalkoralpen S. 111.
- Plateaus der Nördlichen Kalkhochalpen S. 112. — Dachsteingruppe S. 112. — Verstellung der Plateauflächen S. 114.
- Verstellungen an Rag und Schneeberg S. 114.
- Die Kalkalpenplateaus als Abtragungsfächen S. 115. — Plateaus und Gipfel S. 115. — Augensteinschotter S. 117. — Verschiedene Arten der Augensteinschotter S. 118. — Hochschwab und Raglandschaft S. 118. — Jüngere Talsysteme in den Salzburger Kalkalpen S. 120. — Beziehungen zu den Schottern des Hausruß S. 120. — Verhältnisse der Untermitozäns im Ennstale S. 122.
- Alter der Augensteinfelder S. 123.
- Die großen Längstäler S. 126.
- Die Fortsetzung der Augensteinfelder in den Zentralalpen S. 126.
- Verebnungen im oberen Murgebiete und in den Gurktaler Alpen S. 129. — Verbiegungen der alten Oberfläche S. 131. — Verhältnisse am Neumarkter Sattel, in den Seetaler Alpen und in der Saualpe S. 131.

- Verhältnisse bei Leoben S. 132. — Jungtertiär im Klagenfurter Becken S. 133. — Jungtertiär im Mur- und Mürztal S. 133.
- Verhältnisse in der Grazer Bucht S. 134. — Schichtfolge des Miozäns S. 134. — Die untermiozäne Landschaft S. 136. — Hohe Verebnungen S. 137. — Verhältnisse im Mittelmiozän S. 138. — Hebungen S. 139. — Hochtalssystem S. 139. — Höchste Verebnungen, Firnsfeldniveau S. 140. — Leichalpe S. 141. — Mittelsarmatische Bewegungen S. 141. — Belvedereschotter S. 141. — Saltreppe S. 142.
- Allgemeines über die Augensteinfelder und die alte Gebirgsoberfläche S. 142. — Orographische Höhenlage der alten Gebirgsoberfläche S. 143. — Jüngste Bewegungen S. 144.
- Zusammenfassung S. 146. — Die alte Gebirgsoberfläche S. 146. — Die Abtragungsfläche der Schneegrenze S. 147. — Stellung des Hochgebirges S. 148.
- Uroberfläche und alte Gebirgsoberfläche S. 149.
- Die Täler S. 149. — Altersgliederung der Bewegungen und der Oberfläche der Alpen S. 150. — Art der Bewegungen S. 152.
- Schluß S. 155.
- Anmerkungen S. 157.
- Literaturverzeichnis S. 163.
-

Wissenschaftlicher Forschungsdrang und Schwärmerei für die Natur waren der Urgrund für die ersten Besteigungen der alpinen Hochgipfel. Die Wurzeln der Bergsteigerei haben sich seit jenen ersten Großtaten alpiner Unternehmungen sehr bedeutend verschoben; der wissenschaftliche Drang trat zurück, seit die Alpen ein recht gut erforschtes Gebirge geworden sind; und auch die einem empfindsamen Zeitalter entsprechende Schwärmerei für die Natur ist bei vielen Bergsteigern nicht im alten Sinne vorhanden. An ihre Stelle trat der Wunsch, ganz Großes und Unerhörtes zu erleben, in einer Landschaft kraftvollen Charakters zu stehen, auf schmalen Firngraten und in wilden Felsen die Erhabenheit des Gebirges in der ursprünglichen Form zu sehen.

Es ist nicht die Sucht nach Vergnügen, die uns in die Berge treibt; denn die Bergfreude ist uns ein ästhetisches Erleben. Das haben die Berge mit der Musik gemeinsam.

Die Berge bedeuten uns aber noch etwas anderes. Die Freude an der gewaltigen Größe des Hochgebirges ist ein wichtiger und für viele Menschen der wichtigste Faktor in der Erhebung in unserer an ästhetischen Elementen so armen Zeit. Die wir im Getriebe des Alltags mit seinen Sorgen und mit seiner Arbeitshast stehen, haben nicht mehr Zeit — wie die Alten — unser ganzes Leben ästhetisch zu gestalten. In der Unrast des Berufes sind für uns moderne Menschen Zeiten nötig, in denen wir Mühseligen und Beladenen eine Pause machen, den gewöhnlichen Menschen abstreifen und aufwärts streben.

Das tun wir in den Stunden künstlerischen Genusses. Wenn wir auf einem einsamen Hochgipfel stehen, wenn uns die Stürme von Beethovens C-moll Symphonie umbrausen, wenn wir im Tristan, alle Erden schwere abstreifend, unser eigenes Sein vergessen — es ist dasselbe, es ist eine Erschütterung unseres inneren Lebens, eine Erhebung über den Alltag.

Das suchen wir auf den Bergen, die wir mit Stolz das silberne Edelweiß tragen.

Das ist die Wurzel jenes Alpinismus, der den Menschen veredelt, seine besten Seiten, Freundschaft und Hilfsbereitschaft, herausbringt, der uns reif macht zur Überwindung von Schwierigkeiten, der uns, gestählt zu neuem Daseinskampf, hinabsteigen läßt in die tiefen Täler des Alltages.

Das ist auch der innerste Antrieb zur Forschung für jene, die verstehen wollen, wie die Berge entstanden sind, wie sie ihre heutige Gestalt bekommen haben. Es ist kein Zufall, daß die meisten Alpengeologen zuerst Bergsteiger gewesen sind. Aus der Freude über die gewaltige Pracht unserer Berge nehmen ihre Erforscher die Kraft und den Ansporn, einzudringen in die Rätsel alpinen Gebirgsbaues und alpiner Formenwelten.

Wenn der Mensch die Zeit des alpinen Sturmes und Oranges überwunden hat und übergegangen ist zu ruhiger, künstlerischer Freude an dem hochalpinen Landschaftsbilde, dann kommt wohl bei den Meisten die nachdenkliche Frage — warum und wieso? — Es kommt auf sonnen-scheindurchglühten Firn und bei unendlicher Gipfelsicht die Frage, ob die ungeheure Fülle der Berggestaltung nicht ein ordnendes Prinzip hat. Es entspricht eben unserem nimmermüden Geist, daß er schließlich auch nach der Ursache frage, warum die Berge so und nicht anders aussehen; denn daß die Berge nicht „von Anfang an“ da gewesen

sind, ist eine feststehende Tatsache — der Aufbau zahlloser Berge aus Meeresablagerungen zeigt dies.

Die Frage nach der Entstehung der Hochgebirgsformen habe ich oft von vielen Bergsteigern gehört. Und ich will versuchen, sie zu beantworten — die alpine Jugendzeit liegt ja weit hinter mir.

Jede Veränderung unserer Erdoberfläche ist bedingt durch ein Kräftepaar: die Kraftwirkungen, ausgelöst durch die Verhältnisse im Innern der Erde, schaffen selbständig neue Formen — Erhebungen oder Vertiefungen. Und die von außen her auf die Oberfläche der Erde einwirkenden Kräfte des Windes, des Wassers und des Eises verändern, im Kleinen wirkend, die von den inneren Kräften geschaffenen Oberflächengebilde, sie formen um und zerstören sie. — Das heißt also für unseren Fall: die inneren Kräfte der Erde bauen die Gebirge als Schwellen auf; die äußeren Kräfte zerstören, sie gleichen die Unebenheiten aus, indem sie die Erhebungen abtragen und Mulden — z. B. Meeres- oder Seebecken durch den Abtragungsschutt auszufüllen trachten.

Ganz im allgemeinen zerfallen die äußeren Kräfte in die Gesteinsaufbereitung, d. i. die Lösung des Gesteinsverbandes durch die Verwitterung, durch die Frostsprengung, und in die formengebenden Kräfte.

Die Zerstörung, verursacht durch die inneren, tektonische Bewegungen auslösenden Kräfte, liefert Schuttmassen, die in der Umgebung des Gebirges abgelagert werden. Daher bilden sich die Bewegungen des Gebirges in der Schuttauflagerung seiner Umgebung ab. Besonders in der nächsten Umgebung des Gebirges ist diese Abbildung durch den Abfah von grobem Schutt scharf und deutlich. In größerer Entfernung aber werden infolge der Zerreibung des Gesteinstoffes beim Transport feinere Massen wie Sand

und Schlamm abgesetzt. Daher ist da die Erkennung von Gebirgsbewegungen als Ursachen der Schuttlieferung nicht mehr so klar. Die tektonische Bewegung des Gebirges ist aber immer die Ursache, das Primäre, und was darauf folgt, ist ein notwendiger Ablauf der Dinge. (1a.) ¹⁾

Aufbau und Zerstörung sind weder begrifflich noch zeitlich zu trennen. Innerhalb einer Abtragungsfolge muß jeder Abtragung in einem Gebiete Ablagerung, Aufschüttung in der Nachbarschaft entsprechen. Die Alpen können nicht in kurzer Zeit um 100 m niedriger werden, ohne daß in den Vorländern der Alpen eine bedeutende Ablagerung von Schutt eintreten würde.

Ohne Anlaß können die Alpen keine lebhafte Abtragung plötzlich erleiden, etwa um die oben genannten 100 m. Die abtragenden Kräfte müssen zu einer verschärften Arbeit angeregt werden, was nur durch eine Höherhaltung des Gebirgskörpers (das Wort Hebung soll vermieden werden) bewirkt werden kann. Das fließende Wasser würde nach einer solchen, von den inneren Kräften bewirkten Höherhaltung des Gebirges infolge der Verteilungen des Gefälles große und grobe Schuttmassen befördern; dann würde bei dem weiteren Fortgang der Abtragung der geförderte Gesteinstoff feiner und feiner werden, bis nach langer Zeit nur mehr ganz feines Gesteinsmaterial befördert würde, weil die Steilheit der Gehänge einer Verflachung Platz gemacht hat. Den Weg von der Ablagerung des groben zum feinen Material heißt man *Abtragungsreihe* (Abtragungszyklus). Der Anfang einer jeden solchen Abtragungsreihe wird durch die inneren, d. s. die tektonischen Kräfte, in Form einer Bewegung des festen Felsgerüsts der Erde ausgelöst.

¹⁾ In Klammer stehende Zahlen bedeuten die am Schluß zusammengefaßten Anmerkungen.

Bielseitig ist die Art, wie in den Bergen die Abtragung vor sich geht. Die Gesteine *verwittern*, d. h. ihr Verband wird durch die teilweise oder gänzliche Lösung des mineralischen Aufbaues zerstört. In die Spalten des Gesteines dringt das Wasser ein, gefriert dort und sprengt dadurch Gesteinstrümmel ab (Spaltenfrost) — so werden die Steinschläge ausgelöst.

Den Löwenanteil an der Abtragung des Gebirges hat das fließende Wasser, dessen Tätigkeit man *Tiefenschurf* (Erosion) nennt.

Wenn wir uns eine schiefe, vom Regen getroffene Fläche vorstellen (1), so wird deren unterer Teil zur Regenmenge noch das vom oberen Teil ab rinnende Wasser empfangen. Es ergibt sich aus dieser größeren Wassermenge die Vertiefung der Abflurrinnen nach unten zu. Die Vertiefung kann nicht willkürlich weit fortschreiten, denn der Winkel der Gehänge im Ganzen kann auf die Dauer nicht 40 Grade überschreiten. Es müssen daher zufällig größer gewordene Wasserläufe die kleineren auffressen, indem sie seitlich in sie eindringen. Wenn wir uns eine Reihe gleichgerichteter Täler vorstellen, von denen eines sich besonders rasch eintieft, so wird es die nächsten Talrinnen an sich heranziehen, weil die trennenden Riegel von dem rasch sich vertiefenden Tal aus beseitigt werden. Die Hänge dieses Tales werden immer steiler, sie müssen nachbrechen, sie verlegen sich immer weiter aufwärts gegen den Riegel zu; die Riegel werden immer niedriger, bis das Nebental angezapft wird.

Das beste Beispiel für die Entstehung eines einfachen Flußnetzes ist eine gefaltete Straße. An diesem Beispiel mit seinen feinen Talsystemen sieht man daselbe wie im Großen im Gebirge, daß nämlich die Abflurrinnen in ihrer Vertiefung nach oben fortschreiten. Das nennt man das *Rückschreiten des Tiefenschurfes* (Erosion), d. i. der einschneidenden Tätigkeit des fließenden Wassers.

Wenn wir uns eine große Schwelle nach der Art einer gefalteten Straße denken, dann wird zuerst bei der beträchtlichen Neigung des Ganzen die Ausbildung der Talrinnen stürmisch geschehen. Scharf schneidet das fließende Wasser ein, ein heftiger Schutttransport findet statt, rasch fließt das Wasser in den Bachbetten und schnell verändern sich diese. Das ist die Zeit des Jugendzeitalters eines Flusses.

Im Laufe der Zeit kompliziert sich das Talneg; es findet kein scharfes Einschneiden mehr statt, die Talgehänge erhalten eine gleichmäßige, oft recht sanfte Böschung, die Unregelmäßigkeiten des Talweges sind ausgeglichen. Das Tal ist in die Zeit der Reife getreten. In diesem Zustande befinden sich derzeit größere Teile der Ostalpen — so die südlichen Gurktaler Alpen, das Grazer Bergland.

Nach der Meinung mancher Forscher ist noch eine weitere Entwicklung einer Landschaft durch fließendes Wasser möglich. Es soll eintreten können, daß der Tiefenschurf sehr, sehr langsam weiter wirkt und daß das Gelände schließlich zu einer Form abgetragen wird, die fast eine Ebene ist. Das hat man Fastebene, Kumpfebene oder *Benepplain* genannt. Es würde dem greisenhaften Alter einer Landschaft entsprechen.

Wenn Wasser einschneidet, so bildet der so entstehende Talweg eine gebogene Linie, die von ihrem Nullpunkt (Erosionsbasis) zuerst sehr langsam aufsteigt, dann aber gegen den Kamm zu immer mehr an Steigung gewinnt. Der ideale Nullpunkt ist die Meeresoberfläche. Daneben gibt es aber noch eine ganze Reihe von lokalen Nullpunkten zweiter, dritter usw. Ordnung; so gibt z. B. ein See, ein langes flaches Talstück einen Nullpunkt örtlicher Art ab, bis zu dessen Höhe die einmündenden Bäche einschneiden können.

Der Abstand von dem örtlichen Nullpunkt ist von bestimmenden Einflüsse auf den Hochgebirgscharakter. Daher ist der Öhtaler oder der Zillertaler Hauptkamm weniger wild als die Öhtaler Borberge oder die Pfunderer Berge. Das Kaisergebirge und die Gfäuseberge mit ihren relativ geringen Höhen verdanken ihre gewaltige Wildheit den vergleichsweise großen Abstände von der lokalen Erosionsbasis, d. i. von den Haupttälern.

Die Abtragung eines Gebirges ist, wie früher erwähnt worden ist, mit der Ausstrahlung von Schutt in die Umgebung verbunden. Das gefördert Material wird umso feiner, je niedriger das Gebirge wird. Es ist klar, daß der Übergang vom Hochgebirge zum Mittelgebirge infolge der starken Abtragung im ersteren rasch — nicht im Sinne unserer Zeitbegriffe, sondern im geologischen Sinne — gehen wird. Dagegen muß die Zeit vom Mittelgebirge zur Rumpflandschaft sehr lange sein und diese Entwicklung, wenn sie überhaupt möglich ist, muß mit geringer Schuttlieferung verbunden sein.

Groß sind die Unterschiede in der abtragenden Wirkung von Wasser und Eis. Das Wasser rinnt rasch ab und schafft Furchen und Täler, macht also ein fein gegliedertes Relief. Der Schnee schützt die Unterlage und erst, wenn er im Gletscher eine gewaltige Dicke erlangt hat und wenn der Druck dieser Firn- und Eismasse durch die in sie eingebackenen Gesteine der Grundmoräne bei der Bewegung des Ganzen wirksam gemacht wird, erst dann kann er den Untergrund abschleifen. Dieses Abschleifen geschieht flächenhaft, während die Wasserwirkung linienhaft ist. Das Wasser erzeugt scharfe, zerissene Formen, das Eis schleift Becken und Mulden und runde Mägel, es schafft eine Rundhöckerlandschaft (z. B. die Margaritze unter der Pasterze). Es ist sogar wahrscheinlich, daß die glatte Rinnen ausschleifenden Gletscher eben durch dieses Politieren der Unterlage die Möglichkeit einer weiteren Abschleifung erschweren.

Die einschneidende Kraft des Wassers allein wäre nicht imstande, Täler zu schaffen; es muß sich dazu noch die Abspülung der Verwitterungserzeugnisse gesellen. In der Ebene und zum größten Teil auch im Hügellande bleiben die Erzeugnisse der Gesteinsverwitterung liegen; sie bilden daher eine Kruste über dem Gestein, welche dieses vor der weiteren Verwitterung schützt oder die Gesteinszerfegung wenigstens verzögert. Im Gebirge aber werden die Verwitterungserzeugnisse weggeschleppt. Diese Wegschaffung des zerfetzten oder nur mechanisch aus seinem Zusammenhang gelösten Gesteins ist der wichtige Faktor der Abspülung (2).

Wegen der geringen Wirksamkeit der Abspülung im Mittelgebirge sind die Gipfel da mit einer mehr oder weniger mächtigen Schuttlage bedeckt. In dem Hochgebirge aber wird der Fels zum größeren Teile immer nackt erhalten; es ist ja schon wegen der großen Wassermenge an den größeren Flächen der hohen Gehänge und auch wegen der geringen Bedeutung des Schutzes der lockeren Verwitterungserzeugnisse durch die Pflanzendecke die Abspülung viel wirksamer. Im Hochgebirge haben wir die Wegfuhr des Schuttes, das Einschneiden der scharf einreißenden Wildbäche. Das sind die Kräfte, die den Felsen nackt erhalten.

Es ist auch klar, daß steile Grate und Hänge oder Wände stark abgespült werden; denn je steiler der Grat ist, desto weniger kann sich das feinkörnige Ergebnis der Verwitterung halten, desto mehr wird immer neues und neues Gestein bloßgelegt, desto scharfer werden die Eingriffe der Temperaturwechsel auf das Gestein, desto größer wird die Wirksamkeit des Spaltenfrostes, desto mehr wird der Grat in ein bloßes Übereinander von Blöcken zerlegt, er wird zum Blockgrat, der durch den Absturz von Blöcken sich ständig erniedrigt.

Es ist nun selbstverständlich, daß die sogenannten wasserdurchlässigen Gesteine (Kalk, Dolomit) weniger unter der Abspülung zu leiden haben als die anderen. Das ist ja bei Kalk und Dolomit schon deswegen der Fall, weil ein großer Teil des Wassers sofort in den Klüften des Gesteins verschwindet.

Die Abspülung ist aber nicht der einzige Vorgang der den Schutt in großen Massen zu Tal bringt. Ganz im allgemeinen ist der Schutt auf den Gehängen in einer langsamen Aufwärtsbewegung begriffen. Dieses Gekriech hat die Durchtränkung des Schuttes und der Erde mit Wasser zur Voraussetzung und die Schwerkraft zur Ursache. Im Gebirge wird der Schutt mit Wasser durchtränkt und gleitet auf seiner gefrorenen Unterlage ab. Man hat das Solifluktion genannt (3).

Dazu kommen im Gebirge noch als abtragende Vorgänge die rasch verlaufenden Schuttbewegungen — die Bergstürze, Schuttrutschungen, Murgänge.

Das sind die Kräfte, die hauptsächlich an der Zerstörung des Gebirges arbeiten.

Was zeigen die Täler unserer Alpen? Ihre Form wird von vielen Forschern auf eine vereinigte Wirkung von Wasser und Eis zurückgeführt (4). Diese zeitlich mehrmals auf einander folgenden verschiedenen Wirkungen sollen die von reinen Flußtälern abweichenden Formen unserer alpinen Täler hervorgebracht haben; das Nebeneinander von breiten, hochaufgeschütteten Talsolen und steilen Talwänden, die Stufenmündungen der Seitentäler, die Stufen in den Tälern, den eigenartigen Querschnitt der Hochalpentäler — kurz die Gesamtheit jener Erscheinungen, die man *Übertiefung* genannt hat.

Die Meinung, daß Eis- und Wasserwirkung abgewechselt haben, ist in der Annahme begründet, daß

man aus einem späteren Zustande einer Landschaft auf den früheren schließen kann.

Wie kann sich überhaupt eine Landschaft verändern? Es gibt die drei Möglichkeiten (Fig. 1): 1. alle Teile ändern sich ungleichmäßig, 2. alle Teile ändern sich gleichmäßig, 3. die einzelnen Teile ändern sich ungleichmäßig (5). In unseren Alpen ist der dritte Fall vorhanden. Dieser Fall ist überdies der einzige, der es ermöglicht, aus dem heutigen Zustande auf den früheren zu schließen. Er allein zeigt eine Ahnenreihe der Landschaft.

Was sind Hochgebirgsformen? Es wäre viel zu weitgehend, wenn man sie schlechthin als Steilformen bezeichnen würde. Überdies wäre diese Bezeichnung rein beschreibend. Wir müssen feststellen, daß die Steilformen im Hochgebirge einen hohen Gürtel, eine Zone bilden. In diesem Hochgebirgsgürtel herrschen fast ausnahmslos die Hochgebirgsformen. Aber auch unter diesem hohen Gürtel des Hochgebirges gibt es Steilformen. Diese werden bedingt durch das rasche, daher fast linienhaft erfolgende Einschneiden des fließenden Wassers, das Steilwände in den Tälern erzeugt (Klammern), oder durch die besondere Widerstandsfähigkeit des Gesteines gegen die Zerstörung. In solchen Gebieten treten Steilformen tief unter der Hochgebirgszone auf.

Wir stehen im oberen Ennstale. Da sehen wir die gerundeten grünen Berge der Sölkthäler und von Donnersbach. Weiter aufwärts im Tal erblicken wir über ebensolchen gerundeten Vorbergen die scharf gezackten Grate der Schladminger Tauern. Da ist dem rundlichen Unterbau das zergratete Hochgebirge aufgesetzt. Das ist ein Bild von allgemeiner Art, denn überall in den Niederen und Hohen Tauern und auch sonst in den Zentralalpen gibt es den gerundeten Unterbau und den steilfelsigen Oberbau.

Wenn wir aber vom Ennstal aus den Blick auf die Kalkalpen richten, so haben wir ein ganz anderes Bild vor uns. Da gehen Wände und Schrofen oft fast bis zur Talsohle herab. Das sind die Steilformen der Täler. Aber sie bilden da keinen durchlaufenden Gürtel, sondern die Wandreihen sind durch grüne Hänge unterbrochen an den Stellen, wo ein geologisch bedingter Gesteinswechsel leichter zerstörbare Gesteine zum Ausstreichen bringt. — So reichen die Wände des Grimming fast bis zur Talsohle herab. Im Gebiete von Stainach—Piezen sehen wir vielfach über dem Ennstal eine grüne Wald- und Wiesenstufe aus mergeligen, sandigen und konglomeratischen Gesteinen und aus diesen stechen Kalkwände und Zacken und Klippen aus Kalk heraus. — So ist in den Kalkalpen das Auftreten von Steilformen bedingt durch die Gesteinsart.

Wir müssen also sehr wohl die Hochgebirgsformen von den Steilformen der Täler trennen. Die Hochgebirgsformen — Wände und Grate — bilden eine Höhenzone, in der diese Formen herrschend sind. Die Steilformen der Täler können hervorgebracht werden durch die Eigenart des Gesteins oder durch das besonders scharfe Einschneiden des fließenden Wassers — niemand wird die Wände einer Klamm als Hochgebirgsformen bezeichnen. Die Steilformen der Täler sind im Gegensatz zu den Hochgebirgsformen kein durchlaufender Gürtel, sondern nur örtlich entwickelt.

Die Grundbedingung für das Entstehen der alpinen Hochgebirgsformen sind tief eingeschnittene Täler. Ein mittlerer Höhenunterschied von etwa 1000 m zwischen Tal und Kamm ist, wenigstens in den Alpen, die Grenze von Hoch- und Mittelgebirgsformen. In den östlichen Zentralalpen wird dieser Unterschied nicht oder fast nicht mehr erreicht — und da haben wir die gerundeten Rämme des Mittelgebirges vor uns.

Wenn wir uns eine flache Schwelle immer wieder vom Wasser und der gesamten Abtragung bearbeitet denken, so wird der Kamm der Wasserscheide zuerst überall gleich hoch sein (6); dann wird bei immer weiter gehender Abtragung die Kammhöhe in Bergkuppen, in Firste und Sättel gegliedert werden, je nach den Stellen, wo die Täler mit ihren Talschlüssen den Kamm erreichen oder nicht. Wo die Täler mit ihren Talschlüssen besonders kräftig eingetieft sind und nahe zum Kamm liegen, werden Sättel entstehen. Und wo in den Ecken zwischen den Talschlüssen ein Raum ist, der ziemlich weit von den Quelltrichtern entfernt ist oder überhaupt von diesen nicht erreicht wird, dort bleiben höhere Teile des alten Kammes stehen, die zu Bergen umgeformt werden. Daher stehen hohe Berge häufig in den Vertiefungen der Rämme. Bei dem weiteren Fortgang der Arbeit der abtragenden Kräfte werden die Rämme zwischen den entgegengesetzten Talschlüssen immer mehr erniedrigt, bis sie nahezu gefallen sind. Es bleiben dann nur die aus härteren Gesteinen bestehenden Berge oder Berggruppen oder jene Teile des Kammes als hohe Firste übrig, die in den Ecken der Talschlüsse stehen (Fig. 2).

So sind manche von unseren Berggruppen entstanden, die sich frei über die viel niedrigere nächste Umgebung erheben. Da ist z. B. die Langkofelgruppe anzuführen, die einst mit der Sellagruppe eine zusammenhängende Platte von Dolomit und Kalk gebildet hat.

Auch die Form der Berge ist mit den Entfernungen und der Stellung zu den Talschlüssen in Zusammenhang zu bringen. So steht die Cima Tosa in einer Ecke von fünf Talschlüssen in breiter Entwicklung da. Aber die nördliche Fortsetzung des Hauptkammes der Brenta wird zu einem scharfen Sägegrat, da sich die Val Brenta alta und der Kessel von Massodí sehr stark nähern. Da wird

der Kamm zum turmbefestigten Grat, da steht das schlanke Kletterwunder der Guglia di Brenta.

Dort, wo wir in den Alpen weite Plateauflächen — man denke an das Lote Gebirge, an die östliche Dachsteingruppe — sehen, können wir sagen, daß der Tiefschurf noch nicht weit genug fortgeschritten ist, um diese Hochflächen zu zerstören. Wir werden später hören, daß diese Plateaus eine alte Landoberfläche sind und daß diese alte Alpenoberfläche durch das tiefe Einschneiden großer Wasserfurchen in die einzelnen Plateaus zerlegt worden ist.

Eine besondere Frage geht die Gipselformen an. Sie lassen sich nicht auf geometrische Grundformen zurückführen. Wir müssen die Vorstellung haben, daß die Formen des einzelnen Berges immer nur Detailformen sind; und diese sind von der Art des Gesteines und von seiner Lagerung abhängig. Es möge daher nicht an eine Gegenüberstellung von geometrischen Formen und Detailformen gedacht werden. Die „Detailformen“ der Berge sind zu verstehen als große Formen von beiläufig geometrischer Form, z. B. von Kegeln, Pyramiden, aber ausgestattet mit zahllosen ornamentalen Details, die die Grundform unterdrücken.

In vielen Fällen ist es die Widerstandskraft des Gesteines gegen die Zerstörung, welche überragende Gipfel bedingt. Das ist z. B. der Fall beim König der Ostalpen — der Glockner verdankt seine gewaltige Höhe seinem Gestein, einem der Zerstörung gegenüber sehr widerstandsfähigen Grünstein, während seine Umgebung aus leicht zerstörbaren Schiefen aufgebaut ist.

Hohe Gipfel sind aber nicht in erster Linie durch Widerstandsfähigkeit des Gesteines bedingt (7), viel wichtiger ist die Anordnung der Täler, denn die höchsten

Gipfel stehen meist in den Verknotungen der Rämme. Auch die Entfernung der Täler von einander ist wichtig, denn der Neigungswinkel der Gehänge kann sich nicht bis in das Ungemessene steigern. So ist die große Form der einzelnen Berge in erster Linie durch den Tiefenschurf des Wassers bedingt.

Für die Kleinformen der Gipfel ist einmal die Gesteinsart maßgebend (8). Das ist nicht so zu verstehen, daß bestimmte Formen an das gleiche Gestein geknüpft sind. So gibt es z. B. Türme in Kalk, Dolomit, Granit, Amphibolit, Schiefern, also in ganz verschiedenen Gesteinen.

Als zweite Grundlage für die Gipselformen, für die Lagerung des Gesteines kommt in Betracht — ob es horizontal liegend, aufgerichtet oder senkrecht gestellt ist.

Dann kommt noch eine dritte Sache dazu. Von größtem Einflusse sind nämlich die Flächen ungleicher Widerstandskraft im Gestein — ob das nun Schichtflächen oder Klüftungsfugen sind, ist gleichgültig. In den geschichteten Gesteinen erzeugt steile bis senkrechte Aufrichtung kühne Gipselformen¹⁾. Aber auch bei horizontaler Lagerung sind solche Formen möglich; so ist z. B. das Matterhorn aus flach liegenden Gneisen aufgebaut.

Bei steiler Lagerung von Schichtgesteinen werden einzelne härtere Gesteinsbänder aus der weicheren Umgebung herausgearbeitet (Fig. 3). Flache Lagerung von Schichtgesteinen erzeugt besonders dort, wo weichere Schichten eingelagert sind, eine Gliederung der Wandabstürze durch Züge von Wänden — der Glärnisch ist dafür ein ausgezeichnetes Beispiel. Sind dickbankige Schichtgesteine schief gestellt, so entstehen Bergformen²⁾, deren eine

¹⁾ Abbildung in der Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines, 1905, S. 224, Dreitorspize; 1911, Titelbild, Wetterspize; 1917, S. 42, Totenkirchel.

²⁾ Abbildung in der Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines 1904, S. 240. Großer Krottenkopf.

Flanke von dem Schichtkopf als Steilwand, deren andere Seite von der absteigenden Schichtfläche gebildet wird (Fig. 4).

Es ist klar, daß bei gleichen Gesteinen und gleichem Bauziel in einem Gebiete eine gewisse Gleichheit der Gipselformen vorhanden ist.

Bei Kalk und Dolomit spielt das Vorhandensein oder Fehlen der Schichtung eine bestimmende Rolle. Geschichteter Kalk und ungeschichteter Kalk beziehungsweise Dolomit geben ganz verschiedene Landschaftsbilder. Im ersteren Fall sind die Wände gebankt, gestuft¹⁾, im letzteren Falle streben rauhe, massige Felsen empor²⁾.

Wo neben einer mehr oder weniger ausgesprochenen Schichtung noch Klüftung nach regelmäßigen Systemen vorhanden ist³⁾ oder wo massige Gesteine nur durch solche Systeme gegliedert werden⁴⁾, sieht man den größten Einfluß dieser mechanischen Durchtrümmerung des Gesteines auf die Bergform (Fig. 5). Bei vertikaler Klüftung massiger Gesteine gibt es mauerartige Felswände. Wenn sich schneidende Klüftsysteme eine parallelepipedische Absonderung

¹⁾ Abbildung in der Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines 1906, S. 352, Cima di Groste (das Gehänge fällt mit der Schichtfläche).

²⁾ Abbildung in der Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines, 1906, S. 328, Brentagruppe vom Monte Spinale; 1908, S. 272, Urbeleskarspitze. Abbildung in der Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines, 1913, S. 256, Langkofel, großer Gratturn.

³⁾ Abbildungen (Klüftung bestimmend für die Bergformen von Kalk und Dolomit bei horizontaler Lagerung) in der Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines, 1904, S. 344, Fanisturm; S. 376, Sasso di Stria; 1905, S. 336, Punta del uomo; S. 344, Marmolata-Südwand, 1906, S. 336, Guglia di Brenta; 1907, S. 336, Guglia di Brenta; 1907, S. 336, Guglia di Brenta; S. 376, Einjer; 1908, S. 184, Falkenstein; S. 192, Domwächter; 1914, S. 238, Bischofsmütze.

⁴⁾ Abbildungen (Klüftungen in Granit) in der Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines, 1906, S. 227, Aiguille sans nom; S. 202, Aiguille de Crepon.

der massigen Gesteine hervorrufen, dann können auf schmalen Rämmen und auf den schmalen Vorbauten der Gipfel überaus kühne Gestalten entstehen — man denke an die Aiguilles der Mont blanc-Gruppe.

Der Klüftung folgt die Verwitterung und der Spaltenfrost. Die Klüftung bedingt daher vielfach die Steilwände. In dem ruhig gelagerten Dolomitgebirge von Gröden ist der Dolomit der Gipfel durch senkrechte Klüfte gegliedert. Auf diesen Klüften dringt das Wasser ein, der Spaltenfrost sorgt dafür, daß immer wieder neue Gesteinsmassen abgesprengt werden; die Wände werden in ihrer durch die Klüftung bedingten Steilheit immer frisch erhalten. Bei vertikaler Klüftung werden die Fugen zu Raminen. Die vereinigte Wirkung von Wasser, Lawinen, Stein- schlägen und Frostsprengung weiten die Klüfte oft zu breiten Couloirs aus.

Durch die senkrechte Klüftung bei fast horizontaler Lagerung sind die kühnen Türme der Dolomiten entstanden, wie die Türme von Bajolett, die Guglia di Brenta. Grundbedingung dafür ist neben der Klüftung die natürliche Schmalheit des Rammes. Diese Schmalheit und die senkrechte Zerklüftung sind die Ursache der scharfen, dolomitähnlichen Formen des Gosauer Rammes. Besonders klar bringt der Gipfelbau der Bischofsmütze die Bedeutung der senkrechten Klüftung zur Anschauung.

Wie sehr die Klüftung der Gesteine den Zerfall der Felsen beherrscht, zeigen die Blockmeere. Solche Blockmeere entstehen dadurch, daß die an den Klüften zerriebenen oder geschwächten Gesteinsteile durch die Verwitterung leicht beseitigt werden, während die unzerlegten Trümmer mit unregelmäßig parallelepipedischer Form liegen bleiben. Zahlreiche Gipfel und zahlreiche Bergflanken tragen Blockmeere, die überdies auch in Gebieten auftreten, die weit entfernt sind von der Höhe des Hochgebirges — im

deutschen Mittelgebirge hat ja Goethe die Entstehung der Blockmeere erklärt.

Dieselbe Rolle wie die Schichtung spielt bei den kristallinen Schiefen die Schieferung. Bei steiler Stellung der Schieferung entstehen scharfe, ungemein zackige Grate mit zahlreichen kleinen Türmen. Bei mäßig geneigter Lagerung der Schieferung gibt es schiefe, schuppenförmig hintereinander liegende Zinnen am Grat.

Für die Kleinformen der Berge kommt also in erster Linie in Betracht die Art des Gesteines, nämlich der Gegensatz von massiv, geschichtet oder geschiefert; in zweiter Linie ist bestimmend die Lagerung — ob horizontal, geneigt oder senkrecht aufgerichtet — und die Klüftung, wobei die letztere in vielen Fällen geradezu an die erste Stelle treten kann. Es muß auch festgestellt werden, daß es für jede Felsart mit bestimmter Klüftung und Lagerung und in einem bestimmten Verwitterungszustande eine obere Grenze der Steilheit gibt. Das ist die Maximalböschung. Diese kann nur örtlich und nie in einer ganzen Profilinie eines Berges überschritten werden. Wenn sie überschritten wird, so stellt sich in kurzer Zeit eine Berichtigung der übersteilten Linie ein, es erfolgt das Nachbrechen der zu wenig gestützten, übersteilten Massen; dieses Nachbrechen schreitet nach aufwärts bis zum Grat fort. Es wird also die Maximalböschung auf der ganzen Linie wieder hergestellt. Daher gibt es senkrechte Abstürze im Gebirge nur in geringer Menge und nur auf kleine Höhen, wenn auch noch so oft solche „senkrechte Wände“ in der alpinen Literatur erscheinen. Überhängende Wände kommen nur ganz örtlich vor. Beispiele werden das Gesagte erläutern.

Die Gesamtwand des Nordabsturzes der Planspize im Gesäuse hat 42, der obere, ganz aus dem geschichteten Kalk bestehende Teil 64 Grad Neigung. Die Dachstein-Südwand hat 70, die Marmolata-Südwand hat 69 Grad Neigung.

Bei einer großen Rundsicht von einem Hochgipfel aus erscheinen die Kalkalpen viel gegliedeter und mannigfaltiger als das aus krystallinen Schiefern aufgebaute Gebirge der Zentralalpen, obwohl die letzteren in den kleinen Einzelformen oft viel zerhackter und zerrissener sind; das zeigt ein Vergleich von Schiefergraten mit kalkalpinen Graten.

In den Kalkalpen steigen die Steilformen oft tief in die Täler herab. Fels tritt an die Stelle des Pflanzenkleides. Das ist in erster Linie vom Gestein abhängig, von seiner Wasserdurchlässigkeit, von seiner Löslichkeit und dem kleinen, dabei verbleibenden Lösungsrückstande; daher tritt Humusdecke und Pflanzenkleid zurück. Aus dieser Nacktheit des Gesteines ergibt sich wieder die stärkere Abtragung und das Hervortreten und die Klüftigkeit des Gesteines.

Die auf den kalkalpinen Plateaus so häufigen Karrenfelder sind eine durch die lösende Kraft des Wassers bedingte Erscheinung. Aber nicht nur das säurehaltige Wasser löst den Kalk; einen besonderen Anteil daran haben auch die Pflanzen, die humöse Säuren liefern; daher sieht man an der oberen Grenze des Pflanzenwuchses förmlich Pflanzenpolster in den Kalk einsinken.

Was nun die sogenannte Wasserdurchlässigkeit des Kalkes betrifft, so hängt diese von seiner Klüftung und seiner Löslichkeit ab. Klüftung zeigen in demselben Maße auch die krystallinen Gesteine. Während aber bei diesen das eindringende Wasser zwar auch löst, aber dabei einen großen Lösungsrückstand hinterläßt, der die Klüfte verschmiert und dadurch für die Wasserbewegung verstopft, löst das Wasser den Kalk fast vollständig auf, so daß die Bahnen der Wasserbewegung im Gestein nicht nur offen erhalten werden, sondern sogar ständig erweitert werden. Darauf beruht die Wasserdurchlässigkeit des Kalkes.

In den Kalkalpen sehen wir eine großartige Abhängigkeit der Großformen von dem geologischen Bau. Es geht ein tiefgreifender Unterschied durch unsere nördlichen Kalkalpen. Vom Rhein bis zum Kaisergebirge sind es lang gestreckte Ketten mit Sägegraten. Mit dem Loferer und Leoganger Steinbergen beginnt der Plateautypus, der Kettentypus ist auf die niedrigen Kalkvorpalpen beschränkt. Die Plateaus erreichen ihren schärfsten Ausdruck im Steinernen Meer, in der Übergossenen Alm, im Dachstein und im Toten Gebirge. Alle diese Gruppen sind Hochflächen, die steil gegen die Täler abbrechen und die höchsten Punkte an oder nahe dem Südsturz haben. Das ist die Riftenform der Gebirgsgruppen. Die Plateaus entziehen sich durch Löslichkeit und Klüftung der talbildenden Wirkung des Wassers. So verhalten sich die Hochplateaus wie Festungen. Zerstörend wirken sie auf die Wandbildung, besonders das Untergraben wegen der unter ihnen liegenden undurchlässigen, leicht zerstörbaren Gesteine (Berfener Schichten); diese werden knapp an den Rand der Wände weggeräumt, ihre Böschung wird durch das fließende Wasser in den Wildbachtobeln übersteilt, die höheren Teile verlieren durch Untergrabung den Halt, wenn die Maximalböschung hergestellt wird, und die darauf ruhenden Wände müssen nachbrechen. So schreitet die Abtragung in die Wände hinein (Fig. 6).

Der geologische Bau ist es, der im wesentlichen den Unterschied von Ketten- und Plateautypus bedingt. In den stark gefalteten, geschuppten Teilen der Kalkalpen herrscht der Kettentypus (Fig. 7); im anderen Teil, der eine meist recht flache Lagerung hat, sehen wir die Plateaus, die im Kleinen durch Karren, Dolinen und Stufen gegliedert sind. Mäßig geneigte Lagerung erzeugt jene verschieden abgedachten Formen, deren schon gedacht wurde (Planspize, Fig. 4).

Ganz im allgemeinen zeigen die Wände der Kalkalpen große Unterschiede. Wenn sie in flach liegenden Schichten angelegt sind, so gehen zahlreiche Täler in sie hinein, die nach oben in Runsen und Rinnen ausgehen (Hochtor-Nordwand). In senkrecht aufgerichteten Schichten entstehen langhin streichende, ungemein steile, ungliederte Wände, in die keine Täler oder Runsen eingreifen. (Nordabstürze der Gleierschfette).

Von einem guten Aussichtspunkte der östlichen Zentralalpen, etwa vom Preber aus ist eine scharfe Trennung der Zentralalpen in zwei verschiedene Arten von Oberflächenformen gegeben: Mittel- und Hochgebirge stehen einander scheinbar scharf gegenüber — die Zackengrate der Schladminger und der Hohen Tauern auf der einen, die runden Mugel der Gurktaler Alpen auf der anderen Seite. Diese Trennung ist aber in einem gewissen Sinne einzuschränken, denn die Hochgebirgsformen sind auf die hohen Gebirgsteile beschränkt, sie sitzen auf dem rundlichen Unterbau auf.

Es zeigt sich bei einem Blick über das Hochgebirge der Zentralalpen, daß eine Form immer wieder und wieder kehrt — das *Kar* (10). Die Erfahrung zeigt, daß alle jene Teile der Zentralalpen, die in der Eiszeit keine oder nur eine sehr unbedeutende Vereisung mitgemacht haben, Mittelgebirgsformen — runde Rücken und breite Rämme — haben. Die Hochgebirgsformen sind an das reihenweise Auftreten der *Kare* gebunden. Die *Kare* bedingen die Grate, zentralalpine Berge ohne Reihentare haben rundliche Rücken.

Den Gegensatz von Hoch- und Mittelgebirge verschärft noch der Pflanzenwuchs. In den hohen Teilen der Zentralalpen liegt über der Vegetationszone die Schutt- und Trümmerzone und über dieser die Firn- und Wandzone.

Dort wo keine Gletscher mehr vorhanden sind, ist der Bestand an Karren, d. i. also die Schutt- und Trümmerzone und die Wandzone aus der Eiszeit erbort; diese Formen gehören nicht mehr den heutigen klimatischen Verhältnissen an.

In der jüngsten geologischen Geschichte der Erde haben unsere Alpen eine Vereisung mitgemacht. Dieses Eiszeitalter der Alpen weist eine Gliederung auf. Mit Sicherheit sind in den Alpen zwei Berggletscherungen nachzuweisen, die durch eine Zwischeneiszeit getrennt sind — das Profil bei Hötting zeigt das unwiderleglich. In der Zwischeneiszeit herrschte in den Alpen ein wärmeres Klima wie heute, was die Pflanzenversteinerungen in der zwischeneiszeitlichen Höttinger Brekzie beweisen.

In der Zwischeneiszeit haben die Alpen ein merkwürdiges Aussehen gehabt, das klimatisch bedingt war; sie wurden mit ihrem eigenen Schutt eingedeckt, der die Berge hoch hinauf, fast bis an die Rämme verschüttete — die Berge ertranken förmlich im eigenen Schutt. Das war ein asiatisches Studium unserer Berge, denn die Alpen sahen so aus wie heute die hohen Ketten in Innerasien.

Nach der zweiten Vereisung erfolgte der Rückzug des Eises langsam und mit verschiedenen Haltepunkten. Die in den Tälern zurückgelassenen Erdmoränen ermöglichen es, eine Reihenfolge der Rückzugsstadien festzustellen.

Von der Größe der Berggletscherung sei nur wenig erwähnt. Die Täler der westlichen Alpen waren ganz mit Eis gefüllt. Der Junggletscher z. B. hat, aus den Alpen austretend, sich im Alpenvorland bis über Rosenheim hinaus ausgebreitet. Der Draugletscher endete bei Bleiburg, der Murgletscher bei Judenburg, der Ennsgletscher bei Hieselau. Das Schweizer Mittelland war unter Eis begraben, das sich am Jura gestaut hat.

Es ist selbstverständlich, daß der Einbruch der Eiszeit eine gründliche Änderung aller Verhältnisse in den Alpen brachte. Die Alpen standen bis zum Eintritt der Eiszeit unter dem Einflusse der Abtragung durch das Wasser und dessen Begleitererscheinungen. Mit dem Eintritt des Eiszeitalters hört in den vergletscherten Gebieten der Tiefsenschurf des Wassers auf, die Abspülung geht zu Ende, das Pflanzenkleid verschwindet oder rückt tiefer herab, der Fels liegt nackt da und ist aller Zerstörung ausgesetzt. Dafür tritt ein die Wegfuhr des Schuttes durch die Gletscher, das flächenhafte Abschleifen des Untergrundes durch Firn- und Eisströme, die erhöhte Wirkung des Spaltenfrostes und seine Ausdehnung auf weite Gebiete, die Verschärfung der gesteinszerstörenden Folgen der Temperaturschwankungen, die abräumende Tätigkeit der Lawinen.

Wenn wir die großartige Verbreitung der Gletscher und ihre gewaltige Dicke uns vor Augen halten — über Innsbruck hatte der Inngletscher eine Dicke von 1500 m — so erscheint uns die Eiszeit als eine gar gewaltige Erscheinung.

Man darf aber nicht meinen, daß die Alpen in ihren inneren, hochalpinen Teilen bis über die Gipfel unter Eis lagen (11). In den innersten Hochalpentälern ist die Gletscherdicke nicht sehr viel größer gewesen, als es heute der Fall ist. Das weiß man aus der Lage der Schliffgrenze, die im Hochgebirge tief unter den Gipfelhöhen liegt (siehe später). Die großartige Ausbreitung der eiszeitlichen Gletscher ist vielmehr durch Stauung entstanden. Ein Beispiel wird dies erläutern.

Denken wir uns ein sehr starkes Vorstoßen der Gletscher im Zemmgrund im Zillertale. Der Wageck-, Horn- und Schwarzensteingletscher vereinigen sich zu einer großen Zunge, die weit vorgeht, etwa in der Art wie das heute Bernagt- und Guslarferner machen. Im engen

Tal wird der Abfluß des Eises stark behindert, es treten Stauungen ein, die sich bis in die Firnbecken fortsetzen. Die Eisoberfläche schwillt daher an, immer größere Teile der Gletscheroberfläche werden Firnfeld, also Nährgebiet des Eises. Die Folge davon ist, daß der Gletscher immer weiter vorstößt. Währenddessen steigen die Mörchner- und Kofstargletscher herab und vereinigen sich mit der großen Eismasse der drei erstgenannten Gletscher. Die Folge davon sind wieder Stauungen und daher Vergrößerung des Firnfeldes. Die vereinigten Eismassen, der „Zemmgletscher“ sind nun schon tief in den Zemmgrund abgestiegen und von den Seiten haben Zuflüsse den Zemmgletscher erreicht: der Schönbichler Ferner, die Gletscher aus den Greiner Karen, aus dem Ochsner- und Steinkar. Der so verstärkte Zemmgletscher erreicht das Zamser Tal. Während der Zemmgletscher herabstieg, geschah dasselbe in den benachbarten Gründen. Der Schlegeis-, Gunkel-, Floiten- und Stillup-Gletscher haben auch das Haupttal erreicht. Alle stauen sich am Abfalle des Tugerkammes und diese Stauungen werden noch durch die von diesem Kamm herabsteigenden Gletschermassen vermehrt. Alle diese Stauungen bewirken, daß die Firnoberfläche immer größer, das Nährgebiet daher immer ausgedehnter wird; und das wieder ruft ein immer weiter gehendes Vorstoßen der nun vereinigten Eismassen, des Zillertaler Gletschers hervor. So geht das nun weiter, bis das Inntal erreicht ist, in das aus den Seitentälern überall gewaltige Eisströme herabsteigen.

Die Anordnung des Talnetzes begünstigte die Entwicklung der Vereisung und steigerte sie weit über ihre eigentlichen klimatischen Ursachen. Das inneralpine Eismeer des Eiszeitalters entstand so durch die zahllosen Stauungen und Hemmungen des Abflusses der Eismassen. Diese Stauungen bedingten alle zusammen nichts anderes als

die Erhebung der Eisoberfläche über die Firnlinie. Was über die Firnlinie, welche Nähr- und Zehrgebiet der Gletscher trennt, kam, wurde zum Nährgebiet. Die Stauungen bewirkten also eine ständige Vergrößerung des Nährgebietes, d. i. des Firngebietes. Je größer das Firngebiet ist, desto größer werden die Gletscherzungen. So erklärt sich die Größe der eiszeitlichen Vergletscherung.

Es ist eine allgemein wohlbegründete Annahme, daß die unter dem eiszeitlichen Eis begraben gewesenen Erhebungen durch den Eisschliff gerundet wurden, während das, was über der Eisoberfläche aufragte, zu Karlingen, d. i. zu Bergen mit Karen wurde. Es ist aber wohl zu bedenken, daß Ausnahmen nicht allzu selten sind, wenn wir auch das Herabreichen der Steilformen in die Täler der Kalkalpen gar nicht berücksichtigen. Es gibt gewiß auch auf sehr hohen Bergen runde Formen. Von der Hohen Riffel flutet zur Pasterze der Firn in ruhigen Wellen herab, so daß der Boden darunter nur ein flaches Gelände sein kann.

Es wird die eiszeitliche Eisstromhöhe durch die Grenze von gerundeten und splinterigen Formen bestimmt. Eine gewisse Vorsicht ist aber da notwendig. Im allgemeinen aber gilt der Satz, daß das Gelände abgeschliffen, gerundet ist, so weit die Gletscher das Land bedeckten. Zwischen den abgeschliffenen Rundbuckelformen und den steilen Gipfelformen ist eine scharfe Scheidelinie, die Schliiffgrenze, vorhanden (12). Es liegt in der Natur der Sache, daß die Schliiffgrenze besonders aus der Entfernung gesehen als eine scharfe Linie erscheint, die Fülle der kleinen Oberflächenformen erdrückt in der Nähe oft den Eindruck der Grenze. Nach der Ansicht der Forscher, welche dem Eis eine sehr große bodenformende Gewalt zuschreiben, ist das morphologische Kennzeichen der Schliiffgrenze in der hier stattgehabten Untergrabung zu sehen: „Bis an seinen Rand hin hat das Eis den Berghang abgeschliffen und dadurch

erniedrigt. Dabei sind die höheren Partien untergraben worden. Sie setzen mit einem steileren Abfall gegen die abgeschliffenen Partien ab, die ihrerseits einen verhältnismäßig ebenen Schliffbord zeigen. Ist letzterer breit und ausgedehnt, so sieht man eine förmliche Schliffkehle, die sich mit sanfterem Gefälle auswärts senkt“. (Fig. 8).

Ein Beispiel*) dafür ist das Gebiet der Schwarzenberghütte in der Glocknergruppe. Unter den Steilwänden der Hohen Doß liegt der schwach geneigte geschliffene Boden, wo die Hütte steht, und darunter bricht der Hang steil in das Fuschertal ab. — Als zweites Beispiel sei die Nürnberger Hütte genannt; mit zackigen Wänden bricht der Grat Urfallspitze — Maier Spitze gegen Osten herab. Seinen Fuß bildet eine gerundete Schliffkehle und an diese schließt sich der wenig geneigte, abgeschliffene, breite Schliffbord an, auf dem die Hütte steht; unter dem Schliffbord liegt der Steilabfall, der zur Sohle des Langentales führt.

Es ist selbstverständlich, daß die Schliffgrenze nur dort entwickelt sein kann, wo das Eis an den Talgehängen hinglitt, das an den Mündungen der Seitentäler der Schliffgrenze aussetzt. Wir kommen auf Schliffbord und Schliffkehle noch zurück.

Wie haben die Alpen vor der Eiszeit ausgesehen? Manche Forscher meinen, daß die voreiszeitlichen Alpen Mittelgebirgsformen gehabt hätten. In diese Mittelgebirgslandschaft sollen die Gletscher der Rare eingegraben haben, die Täler seien durch die ausschürfende Wirkung der Gletscher um mehrere 100 Meter vertieft worden. Kurz, die Alpen sollen ihren Hochgebirgscharakter nur der eiszeitlichen Vergletscherung verdanken und alle

*) Abbildungen, Z. D. D. u. B. 1904, S. 280, Raumergrat vom Pilztaleser Joch; 1908, S. 304, Venezia Kamm vom Madritschjoch; 1896, S. 240, Gurgler Kamm.

Formen des Hochgebirges, Kare, Eröge, Stufen, sollen durch die Vereisung hervorgerufen worden sein. Diese Anschauung schreibt den Gletschern eine sehr weitgehende Erosionskraft zu.

Die Gründe für diese Auffassung sind folgende (13):

1. Im nördlichen Alpenvorlande liegt der sogenannte ältere Deckenschotter ausgebreitet, der, wenn man die unbeweisbare Annahme von vier Eiszeiten macht, in die älteste Eiszeit gestellt wird. Dieser Deckenschotter liegt den jungtertiären Gesteinen des Alpenvorlandes mit einer Fläche auf, die eine Fastebene ist. Die Flüsse, welche auf einer solchen Fastebene einen Schotterkörper aufschütteten, können nicht aus einem Hochgebirge, sondern nur aus einem benachbarten Mittelgebirge kommen. Wir hätten also vor der Förderung des Deckenschotter eine Fastebene neben den Alpen. Wenn die Alpen damals ein Hochgebirge gewesen wären, so müßten sie vor der Eiszeit bereits einen lebhaften Schutttransport ins Vorland gehabt haben. Das ist nicht der Fall, erst mit dem Deckenschotter, der als eiszeitlich verursachte Schutförderung angesehen wird, fängt der Transport an. Da nun eine Fastebene ohne Schuttüberströmung als Nachbar eines Hochgebirges nicht möglich ist, so können die Alpen vor der Förderung des Deckenschotter kein Hochgebirge gewesen sein, so kann der Höhenunterschied der Alpen zum Vorlande im heutigen Sinne nicht bestanden haben. Das heißt man das Prinzip der morphologischen Korrelation. — Dieser Schluß wäre unumstößlich, wenn es wirklich sichergestellt wäre, daß der Deckenschotter eine eiszeitliche Bildung ist.

2. Jungtertiäre Schotter (z. B. im Hausruck, im Grazer Hügelland) sind Aufschüttungen mit verarmten Geröllvölkern. Die Belvedereeschotter des Grazer Gebietes z. B. bestehen zum größten Teile aus Quarzgeschieben. Das können nur Schotter sein, welche umgelagert worden

sind. Es ist also ein Schotterkörper in einer früheren Zeit in den inneren Teilen der Alpen aufgeschüttet worden; die Geschiebe sind dann mit Ausnahme der Quarze verwittert; dann wurde dieser Schotterkörper wieder durch fließendes Wasser in Bewegung gesetzt und in einem anderen Gebiete wieder abgelagert; natürlich sind dann nur mehr die widerstandsfähigen Quarze vorhanden. Das setzt voraus, daß die den Schotter umlagernden Flüsse keine wesentliche eigene Last zu tragen hatten, daß sie also nicht aus einem große Schuttmassen liefernden Gebirge stammen. — Wir werden diesen Tatbestand später verstehen lernen.

3. In den Alpentälern läßt sich über der sogenannten glazialen Übertiefung (siehe später) ein altes, hochgelegenes Talsystem verfolgen, das voreiszeitlich ist. Aus der hohen Lage dieser Talreste wird auf die Mittelgebirgsart der Alpen vor der Eiszeit geschlossen. — Wir werden uns später mit dieser Erscheinung eingehend zu beschäftigen haben.

4. Die alpinen Gipfel sind meist Karlinge. Aus den Hochalpen gegen den Alpenrand zu ist ein Übergang von Karlingen in Rundlinge vorhanden. Aus diesem Übergang wird auf die Mittelgebirgsart der Alpen vor der Eiszeit geschlossen.

Ohne vorläufig auf diese Fragen einzugehen ist zu bedenken, daß ein Mittelgebirge beim Eintritt einer Vergletscherung leicht dem Schicksale der Überfirnung ausgesetzt ist. Eine vollständige Überfirnung schließt die Karbildung aus. In den Alpen sind geschlossene Übergänge von Karren in der Form der Wildbachtrichter bekannt. Eine Landschaft mit jugendlichem Relief ist zur Karbildung besser geeignet, denn die Karbildung setzt, wie unten ausgeführt wird, ein aperes Hintergelände voraus.

Wenn wir jetzt auf die Formen des zentralalpinen Hochgebirges eingehen, so muß uns immer als Leitmotiv

die Frage begleiten, wie die Alpen vor der Eiszeit ausgesehen haben. Damit ist die Fragestellung gegeben.

Der Hochgebirgscharakter unserer Zentralalpen wird durch die *Kare**) bedingt. Jedes Kar ist eine Versteilung der Gehänge und, da die Versteilung durch den flachen Karboden unterbrochen wird, ist ein doppelter Gefällsbruch vorhanden: Steilabfall unter dem Grat — flacher Karboden — Steilabstieg in das Tal. Der untere Gefällsbruch trennt die Talregion von der Hochgebirgsregion.

Wenn wir in den Zentralalpen Ausschau halten von einem Hochgipfel, so sehen wir überall unter den Graten der Berge die Kare, eines neben dem anderen, ganze Karreihen. Wir betrachten eine solche Form.

Kare sind kesselförmige Nischen (Fig. 9), die nach rückwärts und nach den Seiten hin bogenförmig durch Steilwandungen geschlossen sind, während der flache Boden der Mulde nur nach vorne geöffnet ist und dort ziemlich unvermittelt in einen Steilabfall übergeht (14).

Zu den Abbildungen Fig. 9 sei bemerkt, daß das Kar unter dem Reichart einen ebenen Boden hat. In derselben Höhe (1700—1950 m) liegt im Halbkreis, der von dem Hefenbrecher, dem Mairanger Rogel und dem B. 2242 umrahmt wird, eine Verflachung, die sanft aufsteigt und dann plötzlich rasch in die Steilhänge der Umrahmung aufsteigt. Die Bedeutung dieser Tatsache wird erst später klar werden.

Von den Seealpen angefangen bis zum Ostrand unseres Gebirges sehen die Kare gleich aus (15). Auch in anderen Gebirgen ist es so. Wer in der Tatra unter den höheren Gipfeln steht, glaubt sich in den Schladminger Tauern zu befinden. Man hat die Karform wohl auch als

*) Abbildung in *J. D. D. A. B.* 1915, S. 85, Eislar- und Spitzkarspitze.

Amphitheater oder als zirkusartigen Talschluß bezeichnet und ihre Form mit einem Armsessel verglichen. Für diesen Vergleich wäre der Steilaufstieg zum Hauptgrat die Rückenlehne, die beiden Seitenlehnen des Sessels wären die Seitengrate, die das Kar von den benachbarten trennen, und der Sitz des Sessels wäre der vom Eis geschrämte und mit Rundbuckeln bedeckte Karboden.

Eine wichtige Erscheinung bei den Karen ist der Umstand, daß aus ihnen nur unbedeutende Wasserrisse in die Täler herabziehen (16). Es besteht also ein geringer Zusammenhang der Kare, wenn sie typisch ausgebildet sind, mit dem heutigen Netz des rinnenden Wassers. Besonders auffallend ist diese Erscheinung bei manchen Karen, die vereinzelt im sonst nicht mit dieser Form ausgezeichnetem Gebirge liegen. So z. B. hat das große Kar unter dem Koralpen-Speik einen großen, flach geneigten Boden und unter diesem schneiden erst die Wasserrisse in das Steilgehänge ein. Da und in vielen hundert anderen Fällen ist es klar, daß ein Zusammenhang mit der heutigen Entwässerung nicht besteht. Ist ja doch auch der Gegensatz der Größe und Weite vieler Kare zu den schwächlichen Ufern der heutigen Bäche ein allzu greller!

Zum Begriff des Kares gehört folgendes: Es muß eine kesselförmige Nische vorliegen, in welcher die Wannensform des Kares liegt. Diese Karwanne muß auf drei Seiten eine steile Umrahmung haben. Unter dem Karboden muß der Abstieg zum Tal liegen. — Von manchen Forschern wird als wesentlicher Punkt der Begriffassung das Vorhandensein eines ebenen oder flachen Bodens angegeben. Wenn man dies als zurecht bestehend annimmt, so hätten viele Täler keine Kare, so z. B. das Sabach- und Untersalzbachtal, die Gründe des Zillertales (17). Wir beobachteten aber in vielen Gebirgsgruppen das Nebeneinander von Karen mit ebenen und geneigten Böden, ja sogar den

Übergang zwischen beiden in einem Kar. Das ist z. B. in der Adamellogruppe (18) der Fall.

Man wird daher richtiger als Kar alle jene Hohlformen bezeichnen, die mit einer auf drei Seiten steilen Umrahmung einen verflachten Boden vereinigen. So hat das mittlere Maltatal Kare (19), welche als halbkreisförmige, verflachte Ausbisse aus den Talflanken zu beschreiben sind. Diese Kare haben z. T. steile Rückwände, z. T. gehen sie mit ihren sanft geneigten Böden oder mit Firneinlagerungen bis nahe an die Kämme heran. Das sind Großkare und in diesen (z. B. Rölbreinkar im Maltatal) sitzen im Hintergrunde noch kleine Kare mit rückläufigem, d. h. gegen die Entwässerung gerichteten Boden; d. s. die Ursprungskare.

Dort, wo Kare typisch entwickelt sind, ist es nicht schwer, sie gegen andere Formen des Hochgebirges abzugrenzen. Vielfach aber gibt es Schwierigkeiten, denn die Abtrennung der Kare ist nur gegen die großen Firnfelder leicht, gegen die kleineren Firnmulden aber schwer, schon deswegen, weil auch tief liegende Kare häufig Gletscher und Firnfelder haben. Besonders erschwert ist diese Trennung dort, wo trennende Seitengrate zwischen den Karen zurücktreten, wo sogenannte Karterrassen vorhanden sind. So zeigt z. B. der Blick von den Gehängen des Eisenhutes bei Lurrach (Gurktaler Alpen) gegen die Kare unter dem Ramm des Karlnock-Frauennock-Neißed eine förmliche Karterrasse, die, wenn sie im Frühsommer noch Schneefelder trägt, ganz den Eindruck eines Firnfeldes macht. Wir werden später diese Erscheinung des Zusammenfallens von Karböden und Firnfeldern verstehen lernen.

Die Gletscher müssen Anteil an der Entstehung der Kare haben (20); denn es gibt Kare nur in jenen Gebirgen, die Gletscherspuren haben, also in der Eiszeit vergletschert waren oder die noch vergletschert sind. Es ist daher selbstverständlich, daß es zwei Gruppen von Karen gibt: die

aktiven Kare, welche noch Firn- oder Gletschereinlagerungen haben, und Kare ohne solche Einlagerungen, aber mit Spuren ehemaliger Bergletscherung (Moränen, Gletscherschliffe, Rundhöcker).

In jenen Gebirgsgruppen, die in der Eiszeit die Hauptzentren der Vereisung waren, liegt ein Kar neben dem anderen. Solche Kar- besetzte Berge, die dadurch eine ganz charakteristische Form haben, heißt man Karling (21). Die Kare sind hier der maßgebende Grundzug der Formenbildung. Der Gegensatz dazu ist der Rundling, die Mittelgebirgskuppe mit gleichmäßigen Gehängen und breitem Rücken.

In den obersten Verzweigungen der Täler liegen oft Kare, die gestuft sind. Es sind das mehrere über einander liegende Wannen von karartigem Charakter, die Kartreppen oder Stufenkare. Das ist eine neue Schwierigkeit für die Begriffsbestimmung des Kares. Man spricht den Karbegriff einschränkend, von eigentlichen Karen oder Ursprungskaren (22). Nach der Auffassung einzelner Forscher sind nur die Ursprungskare echte Kare; d. s. also die Kare, die am Kamm oder Grat liegen und von diesem überragt werden. Dann wären karartige Formen, in welche der Eis- oder Firnstrom von oben hereingeflossen ist, glaziale Gruben.

Das Auftreten der Kare ist hinsichtlich ihrer Menge, Größe und Einzelform von den orographischen Verhältnissen, von der ursprünglichen Anlage des Tal-systems abhängig (23). Es kommen da in Betracht die Entfernung der parallelen Täler von einander, die Höhe und Steilheit der Rämme.

Die Karform braucht Platz, mehr als jede andere Einzelform des Gebirges. Daher muß der Gebirgskörper in der Ansehöhe der Kare breit und mächtig geneigt sein, damit sich ein Gehängestück mit einem stark verminderten

Gefälle einschließen kann. Daher kann es auf schmalen Rämmen keine Kare geben. Im folgenden sind einige Talentfernungen angegeben: Öztal — Piztal = 10 km; Krimmtal — Obersulzbachtal, Kapruner Tal — Fuscher Tal und Bent — Gurgl = je 6—7 km; Sabachtal — Hollersbachtal, Floiten — Stillup = je 4—5 km; Obersulzbachtal — Untersulzbachtal = 2—3 km. Eine Übersicht über die Verhältnisse eines Gebirgskörpers ergibt, daß er, die nötigen Höhen natürlich vorausgesetzt, dreimal so breit als hoch sein muß und daß der Neigungswinkel nicht über 31° gehen darf, wenn er Kare haben soll. Das sind natürlich nur annähernde Zahlen, keine absoluten Werte.

Die Kare sind fast unabhängig von der Lage am Kamm. Bei den meisten Gebirgsgruppen ergibt eine Aufstellung über die Lage der Kare hinsichtlich der Himmelsrichtungen keinerlei Beziehung und Abhängigkeit. In einzelnen Teilen der Alpen, besonders dort, wo die Kare nicht mehr die beherrschenden Formen sind, ergibt sich eine Begünstigung durch die Lage; es sind besonders die Nord- und Ostgehänge, welche Kare tragen. In den Hochgebirgsgruppen aber gibt es nur eine Abhängigkeit, nämlich die von der Höhenlage — die Kare bevorzugen die Zonen der größten Massenerhebung.

Die Verteilung der Kare ist in den Zentralalpen höchst unregelmäßig. Sie treten vereinzelt am Ostrande der Zentralalpen dort auf, wo die Gipfel in 2000 m Höhe liegen. Hier sind die Kare am Koralpen — Speiß, am Ammering und Größing zu nennen. Auch die Nordseite des Gleinalpen — Speiß hat ein kleines Kar, an dem man die Bedeutung der Nordlage sieht.

In größerer Zahl treten Kare als Krönung höherer Gebirgsgruppen auf, wenn die Gipfel 2100 m überschreiten. Da wären die schönen Kare der Seetaler Alpen (unter

dem Fuchstogel, über den Winterleitenseen) und in den Gurktaler Alpen (Umgebung von Turrach) zu nennen. Diese Kare liegen niemals unter 1700 m, meist auf 18–1900 m Höhe. Es ist ganz bezeichnend, daß diese Gebirgsgruppen so weit herab Hochgebirgsformen haben, als die Kare reichen; darunter herrschen die typischen Mittelgebirgsformen.

Es ist aber wohl zu bemerken, daß Kare nicht die allein herrschende Form sind, sondern es befinden sich viele Rämme im Schneidestadium. Als Beispiel möge der Grat vom Wiesbachhorn zum Hohen Tenn angeführt sein. Es kann als wahrscheinlich gelten, daß Kare jenen Erhebungen fehlen, die während der Eiszeit eine zusammenhängende Firn- und Eisbedeckung hatten. Es fehlen die Kare auch oft den Bergen mit außergewöhnlich steilen Abfällen, nämlich solchen, deren Gesamtneigung ca. 30° überschreitet.

Durch das massenhafte Auftreten der Kare wird im eigentlichen Hochgebirge der hochalpine Charakter der Landschaft bedingt. Neben dem vergletscherten Hochgebirge können die Schladminger Tauern oder das Defregger-Gebirge mit den vielen Karen als Musterbeispiel dienen. In ihnen hören sofort die Hochgebirgsformen auf, wie die Rammhöhe unter 2100 m sinkt.

Nun ist noch auf einen großen Unterschied der Zentral- und Kalkalpen hinzuweisen (24). In den jetzt gletscherfreien Teilen der Zentralalpen gibt es eine Höhengrenze, über welcher die gesamte Gestaltung des Gebirges, das Landschaftsbild durch die Karformen beherrscht wird. Den Kalkalpen aber fehlt eine solche klar ausgesprochene Höhenlinie, weil sie schwer oder gar nicht zu erkennen ist. In den Zentralalpen bedingt diese Höhengrenze, die „Karisohyppe“ eine volle Umgruppierung der Formenwelt — die Mittelgebirgsformen hören auf, die Hochgebirgsformen beginnen. In den Kalkalpen aber gehen die Steilformen auch unter

die „Karishypse“ herab. Gewiß gibt es in den Kalkalpen Gruppen, die von der Karform beherrscht werden (z. B. Karwendel- und Wettersteingebirge). Aber diese Kare sehen etwas anders aus, es ist ein Unterschied zwischen den Karnischen der Kalkalpen, die in steilwandige und zerrissene Grate eingebettet sind, und den weiten Karlandschaften der Zentralalpen. Der Kettentypus der Kalkalpen hat echte Kare. Auch dem Plateautypus fehlen Kare und Kar- ähnliche Formen nicht, aber sie sind schwer zu erkennen; denn das Kalkgebirge hat überall Stufen und Wandbildung und, da die Steilformen oft in die Täler hinabgreifen ist das Erkennen von Karformen sehr erschwert.

Bemerkenswert ist es, daß den höchsten Teilen der Alpen vielfach typische Karformen fehlen. Das ist z. B. der Fall beim Matterhorn (25).

Wir wenden uns nun der schwierigen Frage nach der Entstehung der Kare zu.

Es gibt Kare, an deren Formung die Wasserwirkung nicht beteiligt sein kann; auch die voreiszeitliche Wasserwirkung kann zur Erklärung ihrer heutigen Form nicht — wenigstens nicht direkt — herangezogen werden (26).

Da sind besonders Kare zu nennen, die in Mittelgebirgsabfälle eingesenkt sind (z. B. Ringkogel in den Sektauer Tauern). Ganz allgemein sieht man bei den typischen Karen, daß sie nicht der Wurzelpunkt für einen Wasserriß sind. Das linienhaft eingrabende Wasser der heutigen steilen Täler kann so weite Hohlformen, wie es die typischen Kare sind, nicht geschaffen haben. Es stehen auch die heutigen Wasserrisse in gar keinem Verhältnisse zur Größe und Weite der Kare, aus welchen sie abfließen. Wir können auch nicht annehmen, daß diese Kare vor der Eiszeit in der heutigen Form vorhanden waren — welche Kräfte hätten sie so geschaffen? Die Kare können auch

nicht durch von oben hereinfließende Gletscher oder Firnmassen geschaffen worden sein; das ist ja für alle jene Kare ausgeschlossen, die unmittelbar unter den Graten liegen, und auch sonst spricht die Scharfkantigkeit des oberen Karrandes gegen eine Entstehung der Kare durch von oben hereinfließendes Eis oder Firn; dieser Erklärungsversuch wird noch widerlegt durch die Seltenheit von Gletscherschliffen an den steilen Rückenlehnen der Kare, womit die Häufigkeit der Gletscherschliffe und der eisgeglätteten Randhöcker am Karboden im größten Widerspruch steht.

Es können daher die Kare nicht mit der Arbeit des fließenden Wassers in Zusammenhang gebracht werden, sofern man an den Tiefenschurf in einem Gebirge von der heutigen Höhe der Alpen denkt.

Wo sehen wir die Kare? In jenem klimatischen Gürtel, wo derzeit oder in der Eiszeit die Erosion des fließenden Wassers als formenschaffende Kraft unmöglich ist oder war, wo die Tätigkeit des fließenden Wassers abgelöst ist von der durchfeuchtenden und flächenhaft abschleifenden Wirkung der langsam bewegten Eis- und Firnmassen, wo der Fels ohne Pflanzenkleid der Zerstörung durch Temperaturdifferenzen um den Nullpunkt herum ausgesetzt ist. Die Kare sind bezeichnende Oberflächenformen für die Gebiete oberhalb der Schneegrenze.

Welche Vorgänge spielen sich in einem gletschererfüllten Kare ab (27). Wir nehmen als Beispiel das innere Glocknerkar, das vom Glockner und der Glocknerwand mit steilen Abbrüchen umgeben wird. Oder wir denken an das Ödenwinkelkar unter dem Johannisberg. Wir sehen da die Zerstörung der Karwände, das Absplittern des Gesteins durch die Frostsprengung und den Abtransport des losen, herabgestürzten Gesteins durch das Abströmen des Firns von der Karumrahmung. Ein großer Teil des abgestürzten Gesteinschuttes gelangt durch die Firnklüfte

an den Grund des Gletschers und wirkt dort als Grundmoräne abschleifend. Es hängt daher die transportierende und abschleifende Arbeit des Gletschers mit der Zerstörung der Karwände durch Verwitterung zusammen.

Rare sind an das Vorhandensein von Bergabhängen gebunden. Aber diese Gehänge dürfen nicht wie eine gleichmäßige Platte abfallen, sondern sie müssen Knickungen, Gefällsbrüche haben. Denn eine Firnmasse, die von einer Kugelkalotte abströmen würde, könnte kein Kar bilden. Das Bezeichnende für die Entstehung der Rare ist das Vorhandensein einer isolierten Firnanhäufung. Diese muß von aperen Gehängen überragt werden, sie muß das Gesteinsmaterial der Umgebung wegschleppen können und damit die eigene Lagerstätte ausschleifen. Wenn man nun diesen Prozeß noch so weit zurückverfolgt und wenn man sich den Anfang noch so klein und unbedeutend vorstellt, so wird man doch um eine Voraussetzung nicht herumkommen, nämlich um eine vor der Firneinlagerung vorhanden gewesene Grube, Nische oder Einsenkung, in der sich eine Firnmasse isolieren konnte.

Als solche Gruben kommen die Wasserrisse der Zeit vor der Eiszeit, besonders jene Stellen, wo sich in den Talhintergründen eine Reihe von radial ausstrahlenden Wasserrissen vereinigen, in Betracht. Wenn wir durch ein Tal eines immer unvergletschert gewesenen Gebirges hinaufsteigen, so sehen wir im innersten Talhintergrunde diese Vereinigung der Gräben, mit der auch ein Wechsel im Gefälle verbunden ist; denn von dieser Stelle streben Hänge und Wasserrisse steiler zum Talschluß auf. Es ist da ein Knick in der Tallinie vorhanden.

Hier sei eine Bemerkung eingeschaltet, aus der vorläufig kein Schluß gezogen werden möge. Wenn wir uns ein Kar an jener Stelle entstanden vorstellen, wo die Tallinie im voreiszeitlichen Talschluß geknickt war, so müssen

die Talschlüſſe der voreiszeitlichen Alpen sehr hoch gelegen sein. Es müssen dann entweder die heutigen Täler erst in der Eiszeit zu ihrer jetzigen Tiefe ausgearbeitet worden sein oder die zu Karen umgeformten Knicke gehören Talschlüſſen einer alten Zeit an, die vor der Eiszeit schon hoch im Gehänge als ausgeschaltete Talhintergründe hoch gelegener Täler gewesen sind.

Keuren wir zur Frage der Karentstehung zurück! Es sei eine Grube mit Firn- oder Gletschereinlagerung gegeben. Die Wände sind wegen der starken Frostverwitterung in raschem Zurückweichen begriffen, das abstürzende Gesteinsmaterial wird vom Firn fortgeführt, die Zertrümmerung der schneefreien Wandteile ist viel stärker als jene der schneebedeckten, weil die Frostsprengung nur an den aperen Gehängen arbeiten kann. Die Wände weichen an dem oberen Enden der Schneeeinlagerung zurück. Es würde daher hier ein scharfer Rand entstehen, wenn nicht jährlich und in größeren Zeiträumen (Gletscherschwankungen!) die Höhe der Schneeauflagerung wechseln würde. Wenn aber doch da eine breitere Stufe entstehen sollte, so würde sie sofort in den Karboden einbezogen und gerundet. So können gestufte Kare entstehen.

Ein schönes Beispiel für die Karentstehung sind die Kare an der Nordflanke des Ammering—Größingklammes im Stubalpengebirge (28). Im Gebiete des Halsalmbaches (Korhütten) sind mehrere Nischen von verschiedener Größe mit einem deutlichen Karboden vorhanden; die Rückwände sind gestuft. Ein ähnliches Kar ist daneben im Ostabfall des Weißensteins gelegen. In der weiteren Verfolgung des Kamnabfalles gegen Osten kommt man aber zu Formen, bei denen es schon schwer ist, sie ein Kar zu nennen. Es sind da alle Übergänge von echten Quelltrichtern der Gebirgsbäche zu schön entwickelten Karen neben einander vorhanden. Hier kann es keinem Zweifel unterliegen, daß

ältere, durch das fließende Wasser entstandene Hohlformen durch die Eisarbeit zu Kare umgeformt worden sind. Aus Quelltrichtern wurden Kare. Wichtig ist in diesem Falle auch die Feststellung, daß die Knickung, die heute in den Kare scharf ausgeprägt ist, sich in den Gehängen neben den Kare wieder findet, denn die Seitenkämme steigen vom Hauptkamm mit gleichmäßigem Gefälle herab bis zu einer Verebnung, die etwa in 1600 m Höhe liegt. Unter dieser Zone geringen Gefälles steigen die Seitenkämme scharf in den Rothgraben ab.

Kare fehlen jenen Bergen, die in der Eiszeit eine zusammenhängende Firn- und Eisbedeckung getragen haben (29). Kare können nur dort entstanden sein, wo in dem vor der Eiszeit vorhandenen Gehänge bereits eine Knickung vorhanden war.

Kare sind — nach einer weit verbreiteten Ansicht (30) — an jene Stellen geknüpft, wo sich ein Firnfeld durch eine Randkluft vom Hintergehänge absetzt. Diese Anschauung setzt voraus, daß an der Randkluft eine besonders schnelle Verwitterung stattfindet, was in den starken Temperaturunterschieden in dieser offenen, oft weit klaffenden Spalte begründet sein soll. Diese Begründung ist höchst unwahrscheinlich, weil zweifellos die Temperaturunterschiede auf den Karwänden viel größer sein müssen. — Es wurde auch die Ansicht geäußert, daß gerade die Randkluft eine Stelle sein muß, wo Wandbildung eintritt. Ober ihr ist der Firn an den Felsen festgefroren und schützt das Gestein. Unter der Randkluft nimmt der Firn an der Gletscherbewegung teil, er schleppt das lose Gestein fort. Daher müsse sich eine Wand bilden.

Alle diese Anschauungen über die Rolle, welche die Randkluft bei der Entstehung der Kare spielt, sind mit einer gewissen Vorsicht aufzunehmen (31). Ein im Krieg durch den Laresgletscher getriebener Stollen zeigte, daß das

Eis in der Randkluft sehr fest an den Felsen angewachsen war und daß die unmittelbar an das Gestein grenzenden Gletscherpartien, weil sie angefroren sind, im toten Winkel des oberflächlichen Abdrängens gegen die Randkluft liegen, also gegenüber den oberen bewegten Partien fest sind, während andererseits durch die Randkluft der Zusammenhang mit der Strombewegung des Gletschers gelöst ist. Die Verbindung von Eis und Fels war so fest, daß Stücke geschlagen wurden, die zur Hälfte aus Eis, zur anderen Hälfte aus Fels bestanden. Es gab keine Andeutung, daß die Felsoberfläche eine Bewegungs- oder Schlifflfläche sei. Die feste Verwachsung von Fels und Eis geht in bedeutende Tiefe herab.

Bei der Erörterung der Entstehungsfrage der Kare wurde bisher die Meinung vorgetragen, daß das Rückwittern der Wände und die Beckenbildung des Bodens gleichzeitig sei. Es wurde aber auch schon die Meinung geäußert, daß diese Vorgänge zeitlich getrennt seien (32). Zuerst entstehe, wie das früher auseinandergesetzt wurde, an orographisch begünstigten Stellen ein Firnstecken, das Rückwittern der Hintergehänge sehe ein, aber es finde keine Beckenbildung statt. Es entstehen also nischenartige Hochflächen mit steiler Umrahmung und schräg geneigtem Boden. Wenn sich die Firnlinie senkt, d. h. wenn die Vergletscherung größer wird, so werden diese „Karembryonen“ zu Sammelbecken großer Gletscher. Es soll dann eine heftige Gletschererosion im Kargrunde beginnen, der schräge Karboden soll eingeebnet werden und soll die Beckenform erhalten. Man muß nun fragen, warum der Boden eingeebnet wird, wenn die Gletschergröße zunimmt. Diese Frage kann nicht beantwortet werden, denn es gibt keinen Grund, einem Gletscher von bestimmter Größe keine, einem größeren aber beckenbildende Wirkung zuzuschreiben. Daß die Kareentstehung

auf zwei zeitlich getrennte Vorgänge des Rückwärtens der Wände und der Verebnung des Karbodens nicht zurückgeführt werden kann, zeigt das Bestehen von Kären beider Arten neben einander.

Wenn wir uns vorstellen, daß die Seitengrate als Trennung der Käre beseitigt sind, dann bleibt ein flacher Boden übrig, der hinten von den zum Hauptgrat aufsteigenden Wänden begrenzt wird. Solche flache Böden hat man Karterrasse oder Karplatte genannt (33). Man hat diese Form, wie die Namen zeigen, ihrer Entstehung nach so aufgefaßt, daß die Seitengrate einer Reihe von nebeneinanderliegenden Kären durch Gletschererosionen beseitigt worden seien, so daß die Karböden der Einzelkäre zu einer großen, flachen Platte zusammengewachsen seien. Wir werden auf diese Sache und ihre Erklärung noch später zurückzukommen haben.

Durchgangskäre sind Käre, welche von einem von oben herabfließenden oder in der Eiszeit geflossenen Eisstrom durchzogen sind (34). In einem solchen Durchgangskar liegt z. B. der Brunnkarsee im Großelendtale (Hochalmspitzgruppe); unter ihm liegt ein schluchtartiger Riß. — Solche Durchgangskäre haben ihre Form unter Gletscherbedeckung erhalten. Es scheint sicher zu sein, daß die Ausarbeitung dieser Hohlformen an voreiszeitliche Unebenheiten (an Wasserrisse, Quelltrichter) geknüpft ist.

In den höheren Gebirgsgruppen liegt häufig unter dem Ursprungskar d. i. dem obersten Kar eine Reihe von karartigen Stufen. Diese Form heißt man Kartreppe oder Treppenkar (35). In den Talschliffen großer Täler ist oft eine ganze Reihe von Kartreppen nebeneinander vorhanden. In der Eiszeit waren, wie die hohe Lage der Schliiffgrenze ergibt, die Käre die Sammelgebiete der großen

Firnmassen und die hohe Lage der Ursprungskare ist derartig, daß sie noch über der Eisstromhöhe lagen, während die Kartreppen unter ihr gelegen waren.

Zwischen den Kartreppen und dem Stufenbau der hochalpinen Täler (siehe später) kann kein Unterschied gemacht werden; denn man kann die untersten Stufen von Kartreppen auch als Talfstufen bezeichnen.

Wenn wir uns diesen Gedankengang zu eigen machen, so wären die Kartreppen nur eine Art von Steigerung der Talfstufen nach oben hin. In den gestuften Tälern sind die Stufen durch mehrere Kilometer lange flache Strecken getrennt, im Hintergrund der Täler folgen die Stufen rasch aufeinander. Da nun in den Tälern die Stufen und Kartreppen beiläufig in derselben Höhe und Zahl auftreten, so muß man entweder annehmen, daß die Gletscher als Erzeuger dieser Formen überall fast gleich gearbeitet haben, oder man muß annehmen, daß bereits vor der Eiszeit dieselben Ungleichheiten des Gefälles vorhanden waren.

Jedenfalls wird man bei der Erklärung der Kartreppen nicht die Talfstufen außer Acht lassen dürfen. In Finnland hat das eiszeitliche Eis zahlreiche Gruben und Höcker gemacht. Daraus und aus zahlreichen ähnlichen Verhältnissen in den Alpen könnte man den Schluß ableiten, daß der über den Felsen ziehende Gletscher die Neigung hat, Ungleichmäßigkeiten des Talgefälles zu steigern.

Es wurde der Versuch unternommen, die Bildung der Treppenkare auf zwei zeitlich getrennte Phasen zurückzuführen (Fig. 11). Es wäre vor der Eiszeit ein Mittelgebirgsrücken vorhanden gewesen; bei T der Figur 11 lag der Trichter eines Grabens, die Wildbäche hätten von da bis A zurückgegriffen. Bei Eintritt der Eiszeit hatte sich ein Kar gebildet, das ungefähr dem früheren Quelltrichter entsprach. Nach dem Schwinden der Vereisung sei der Raum zwischen A und S in die Wassererosion einbezogen

worden — warum, ist allerdings eine nicht zu beantwortende Frage. Da nun wieder eine Vereisung mit höherer Schneesgrenzlage eingetreten sei, so sei zwischen A und S ein höheres Kar entstanden. — Es wurde auch versucht, die verschiedenen Karhöhen mit der jeweiligen Schneesgrenzhöhe in der Eiszeit und in den Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung in Zusammenhang zu bringen.

Eine andere Art der Erklärung ist durch die Figur 12 erläutert. Es liegt in Figur a ein Trogtal (siehe später) und ein Seitenbach vor, der von einem Firnfeld aus einem großen Kar abfließt. Der Trichter dieses Seitenbaches wird durch eine Vereisung in ein Kar umgewandelt (Fig. b) und neuerdings — nach Schwinden der Vergletscherung — durch einen Quelltrichter eines Baches zerschnitten, worauf (Fig. c) eine neuerliche Vereisung ein höheres Kar hervorbringt. — Diese Erklärung bringt ebenso wie die oben angeführten Versuche keine Lösung des Problems; denn alle diese Versuche können nicht festlegen, warum der ebene Boden so vieler Kare den hohen Berebnungsflächen entspricht. (Siehe später). Ferner ist es ganz außer aller Beobachtung gelegen, daß Wasserrisse über einem Kar Quelltrichter hervorbringen; denn der Tiefenschurf des Wassers reicht bei den jetzigen Karen bis zum ebenen Boden, die Kare selbst liegen bereits außer dem Gebiete des Tiefenschurfes. — Wir stehen aber vorläufig der Frage gegenüber, ohne sie lösen zu können.

In zahllosen Karen unserer Alpen liegen kleine Seen. Eine große Anzahl von ihnen sind Felsbecken und die felsige Umgebung der Seen zeigt alle Gletscherwirkung offenkundig; wir finden da Gletscherschliffe, Rundhöcker, glaziale Gruben. Es kann kein Zweifel sein, daß diese Seen durch den Gletscherschurf angelegt wurden.

Manche der Hochseen liegen im lockeren Material (z. B. Winterleitensee und Frauenlacke am Zirbigkogel). Sie sind durch Moränen oder Schuttströme abgedämmt.

Es kann natürlich nicht bezweifelt werden, daß einzelne Hochseen der Alpen anders entstanden, z. B. durch Löslichkeit der Gesteine hervorgerufen sind.

Im Hochgebirge gibt es ein Formelement, das überaus stark von den anderen Formen des Gebirges abweicht (36). Das sind jene schwach abgehöschten Hochflächen, welche die Firnmassen der großen Gletscher beherbergen. Diese großen Firnfelder — man denke an den oberen Pasterzenboden — sind keine Mehrheit von Karen, sondern sie sind nicht große und weite hochgelegene Flächen von geringer Neigung, eine Zone der Gefällsverminderung, über die sich erst die Grate mit Steilabfällen erheben.

Nur im Firnfeldniveau haben wir in den Zentralalpen so große Flächen von geringer Neigung — ähnliche Flächen finden wir sonst nur in den Plateaus der Kalkalpen. Wir werden später diese Tatsachen verstehen lernen.

Wo das Firnfeldniveau nicht mehr von Firn bedeckt ist, da ist es von Rundhöckern und gerundeten Gruben überzogen. Und mit scharfer Grenze setzen diese Flächen gerundeter und abgeschliffener Formen ab einmal gegen die tief eingeschnittenen Täler, dann aber auch gegen die zackigen Wände, die zu den Graten emporleiten. Besonders gegen die Grate ist der Gegensatz zwischen der gerundeten Kleinformenwelt des Firnfeldniveaus und dem scharfkantigen Aufsatz des Grades, d. i. der Gegensatz von Eisschliff und Eisfreiheit sehr groß*).

*) Abbildungen: Z. D. De. U. B. 1898, S. 52, Glogner und Pasterze vom Johannisberg (Firnfeldniveau des obersten Pasterzenbodens über dem Eisbruch der Pasterze; Fortsetzung im sanft geneigten Pasterzenzufluß unter dem Fuscherlarkopf); 1908, S. 320, Dreiherrnspitze (Verflachung unter dem Ramm); 1909, S. 248, Großelendgletscher; 1913, S. 214, Johannisberg vom großen Burgstall; 1915, S. 95, Lalleit- und Kreuzspitze.

An dem Bild aus dem Zammgrund (Fig. 13) sieht man deutlich die obere Grenze der gerundeten Formen. Von der Gletscherzunge aufwärts geht es zuerst steil über Fels hinauf, dann kommt eine Abflachung und darüber erhebt sich der Grat. Diese firnfreie Abflachung setzt sich mit leichterem Aufstieg in das Firnfeld fort, das aber eine Zone stark verminderten Gefälles enthält, aus welcher der zergratete Kamm aufsteigt. Dasselbe zeigt die Figur 14. Wo das Firnfeldniveau frei von Firn ist (Fig. 8), sieht man deutlich, wie weit das Eis oder der Firn einer früheren größeren Ausdehnung der Berggletscherung den Fels abgenügt hat. — Die Fläche des Firnfeldniveaus setzt sich also aus dem Nährgebiete der heutigen Gletscher herab fort, aber mit viel geringerem Gefälle als die heutigen Täler. Während im Firnfeld das Firnfeldniveau und die heutige Gebirgsoberfläche zusammenfallen, entfernt sich abwärts der heutige Talweg immer mehr von der alten Firnfeldfläche (Fig. 15).

Im Hinblick auf Fig. 15 sei aufmerksam gemacht auf das Bild „Ausblick vom Johannisberg“ in der Z. D. De. U. B. 1898 (S. 52), wozu das Blatt Großglockner der Karten des D. De. U. B. verglichen werden möge. Im Vordergrunde hat man da das Firnfeldniveau über P. 2989. Zu dieser Verflachung gehören die von der Bockhartscharte herabströmenden flachen Gehänge des östlichen Pasterzekees (2900—3000 m), dann die Oberfläche des mittleren und großen Burgstalles, dann die Firnfläche, die sich sanft zwischen P. 2896 und dem kleinen Burgstall zum P. 2737 senkt — der Glockner war zu dieser Oberfläche nur ein 1000 m hoher Berg. Wir denken uns diese Flächen vereinigt und stellen uns eine Oberfläche vor, die etwa 300 m über der mittleren Pasterze lag. In den Seitengräben finden wir diese hohe Oberfläche in Resten wieder: so z. B. in den Verflachungen des Gehänges unter dem

Freiwandkar, zwischen der oberen Pfandelscharte und P. 2534 — diese Verflachungen haben ihre Fortsetzung in einer deutlichen Gehängeleiste, die sich unter der Freiwand talauswärts senkt (P. 2540). Weiter draußen im Wölltal sieht man die alte Oberfläche in flachen Rammstücken niedriger Berge (z. B. im Ausläufer der Schobergruppe, Ramme des Unholden u. zw. östlich der Gößnitzscharte, P. 2483 — Krocker) und in Gehängeleisten, die selbst Verflachungen darstellend, steilere Gehänge darüber und darunter haben (Auf dem Dirndl und Sallbüchl bei Heiligenblut, beide über 2200 m). Hier sei noch bemerkt, daß die genannten Verflachungen der Firnfelder in der Glocknergruppe eine weite Verbreitung haben; es seien nur genannt die Verebnungen des Bockarkeeses (2900—3000 m), des Teischnitz- und Frusnitz-Kares (3100—3300 m). Wer auf einem Hochgipfel der Glocknergruppe steht, wird in allen den vielen Hochgebirgsgruppen der Fernsicht überall das Firnfeldniveau erkennen.

In der Fortsetzung der Firnfelder liegen als Leisten im Gehänge hohe Verebnungen; man nennt sie auch Terrassen oder Gehängeleisten. Ein Beispiel wird dies erläutern. Von der Glendtscharte unter dem Ankogel sehen wir (Fig. 14) die flachwelligen Hochflächen des Plesnitzkees (2600—2700 m), des Rälberspizfirnes in derselben Höhe, der Brunnenkarhochfläche. Deutlich sieht man vom Ankogel-Ostgrat aus, daß diese Verflachungsformen um den Grat der Rälberspiz in derselben Höhe herumziehen. Alle diese Hochflächen gehören dem Firnfeldniveau an.

Für die Frage der Entstehung des Firnfeldniveaus (37) kommt in erster Linie in Betracht, daß es der heutigen Wassererosion entzogen ist. Die Firnmassen können nur eine allgemeine, flächenhafte Abnützung, nicht aber das Einschneiden einer Talrinne verursachen. Ferner ist die

große Weite des Firnfeldniveaus wohl in Betracht zu ziehen, die es in den Steilformen des Hochgebirges so merkwürdig erscheinen läßt.

Der Tiefschurf des Wassers ist, wenn man die heutigen Verhältnisse an den steilen Berghängen zum Vergleiche heranzieht, für die Entstehung des Firnfeldniveaus ausgeschlossen; denn heute schafft das fließende Wasser an den steilen Gehängen scharf eingeschnittene Risse. Die Firnfelder machen in ihrer Einförmigkeit und Gleichmäßigkeit einen unegliederten Eindruck in dem übrigen regelmäßig durchtaltem Lande, wenn auch in den Firnfeldern überall eine Abdachung vorhanden ist, die zu einem Talneß gehört.

Mancherlei Erklärungsversuche wurden für die Entstehung des Firnfeldniveaus gemacht. So hat man an eine Eishülle gedacht, welche die obersten Talgehänge immer bedeckt habe. Wir wissen aber, daß die Alpen vor der Eiszeit nicht vergletschert waren. Und wenn es so gewesen wäre, müßte man erst erklären, wieso die Eisbedeckung diese Formen geschaffen hat. — Einer anderen Ansicht nach sollen die Firnfelder in der Zwischenzeit entstanden sein. Die Firnfelder sollen damals klein gewesen sein, sie hätten die Wassererosion nur bis zu ihrem unteren Ende erlaubt. Das würde voraussetzen, daß das Firnfeldniveau und seine Fortsetzung abwärts in den Tälern das Talssystem der ersten Eiszeit gewesen wäre und daß das heutige Talssystem erst in der Zwischenzeit gebildet worden sei. Diese Folgen machen eine solche Erklärung unmöglich. — Hocheiszeitlich können die Firnfelder auch nicht entstanden sein, denn es ist nicht einzusehen, warum der Gletscherschurf sich in den hintersten Talwinkeln nicht langsam gesteigert hätte, warum sie sprunghaft einen Knick zwischen dem Firnfeld und dem steil eingesenkten Tal bewirkt haben soll.

Wichtig ist die Feststellung, daß die Großkare, das Firnfeldniveau und die hohen Gehängsleisten in einem

Tale in der selben Höhe liegen. Alle drei haben dieselbe Grundform, nämlich sanft ansteigende Böden, steilen Abbruch gegen das Tal. Die Rückwände sind oft sehr steil, manchmal aber nicht besonders geneigt. Großkare, Firnfelder und hohe Gehängeleiten sind ein eng verknüpftes Formentrio, denn an die Firnfelder schließen sich seitlich oft Kare oder Gehängeleiten an.

Der Zusammenhang der Formen verlangt auch eine einheitliche Erklärung, denn jede der drei Formen muß als ein Glied einer großen einheitlichen Form angesehen werden. Diese große einheitliche Form nimmt von den großen Firnfeldern im Hintergrunde der Täler den Ausgang und führt als sanft absteigende Gehängeleiste durch die Täler hinaus. Die Rundung dieser Formen zeigt, daß sie unter der eiszeitlichen Eisstromhöhe gelegen sind.

Der untrennbare Zusammenhang von Großkaren, Firnfeldern und Gehängeleiten zeigt, daß zur Erklärung weder Rückwitterungsvorgänge an der Randkluft noch der Gletscherschurf verwendet werden können.

Das Hochgebirge der Hohen Tauern wird im Norden und stellenweise auch im Süden von einer Zone gerundeter Berge begleitet. So ist im unteren Mölltale eine solche Zone einer Mittelgebirgslandschaft vorhanden, die ein altes Talniveau (siehe später) ist. Sie liegt etwa 2000 m hoch am Sicker Kopf bei Ober-Bellach. Dem entspricht bei Mallnitz (Anfogelkarte des D. O. A. B.) die 2160 m hohe Berebnung der Lonza, dann die Abflachungen der Meliker Alm (über 1900 m) und der Mauternitzgrube (über 2050 m), ferner die Verflachung zwischen dem Bösen Eck und Krippenhöck (2250 m). Die nächst gelegenen Reste des Firnfeldniveaus liegen in den Woischen in 2300 m Höhe. In der benachbarten Sonnenblickgruppe gehört die sehr auffallende Verflachung östlich unter Altek — Rojacherspizze — Weißer Rogel (2550—2650 m) zum Firnfeldniveau; unter ihr liegt

ein Steilabstieg zum Wurtentees. Auf der anderen Tal-
seite gehört dazu die Abflachung, auf welcher die Duis-
burger Hütte steht, ferner die Abflachungen auf dem Weg
von der Hütte zur Feldseescharte. (Fig. 16).

Es ist mehr als wahrscheinlich, daß zwischen dem
Firnfeldniveau und den alten Talböden vor dem Hoch-
gebirge ein direkter Zusammenhang vorhanden ist. (Fig. 16).
Es bestand also im heutigen Hochgebirge lange vor der
Eiszeit eine Landschaft mit einem schwachen Relief
(relative Höhe der Berge höchstens 1000 m). So war das
Gebirge damals sehr niedrig, die Täler hatten ein aus-
geglichenenes, wenig geneigtes Gefälle. Wo die Ursprungs-
kare liegen, waren die Quelltrichter für diese alte Ober-
fläche (alte Gebirgs oberfläche, siehe später). Jetzt ist es auch
verständlich, warum sowohl die Kare als auch das Firnfeld-
niveau einen wenig geneigten Boden und eine steile Rücken-
lehne haben. Es ist das die alte Taloberfläche, aus der,
wie das heute im Mittelgebirge der Fall ist, die steileren
Gehänge des Aufschlusses ziemlich plötzlich aufsteigen. Daher
haben die Kare und Firnfelder den Knick vom
oberen Boden zum Hintergehänge. Kare und Firn-
felder sind daher in ihrer ersten Anlage vom fließenden
Wasser geschaffen worden, sie sind die durch Eisarbeit
veränderten Reste einer flachen Hügellandschaft. Das Ein-
schneiden der Bäche hat diese alte Landschaft zerschnitten;
diese alte flache Oberfläche wurde, indem sie steilere Hänge
bekam, also gleichsam zum Gebirge wurde, zerstört, sie
wurde durch diese „Verjüngung“ erst zum Gebirge. Wir
werden im folgenden sehen, daß unsere Alpen nicht „von
Anfang an“, ein Hochgebirge waren, sondern daß sie erst
zu einem solchen geworden sind, nachdem sie in ihrem
inneren Faltenbau fertig waren.

Als wichtige Eigenschaft der alten Verebnungen muß
ihre Unabhängigkeit vom geologischen Bau hervorgehoben

werden (siehe dazu Fig. 34). Sie liegen nicht parallel der Lagerung der Schichten, sondern sie schneiden die geologischen Strukturen. Ihre Neigungen sind so sanft, daß Tiefenlinien, die den Talsohlen entsprechen, so flach sind, daß sie nicht in einem Gebirge, sondern nur in ganz nahem Abstände von der Erosionsbasis entstanden sein konnten; sie mußten daher in geringer Höhe gelegen sein, woraus man auf spätere Hebungen schließen muß.

Die Beziehung von alten Talböden und Karen zeigt sich sehr schön im steirischen Randgebirge, im Koralpengebiete (38). Da haben die Karböden (Fig. 17) eine direkte Fortsetzung in einer Reihe von Gehängeleisten und diese Gehängeleisten führen auf den alten Talboden von Glashütten (Fig. 37) hinaus, der sich an den Rand des Gebirges, bis etwa 1000 m Höhe senkt und dann steil abbricht. Diese Kare sind die durch Gletscher umgestalteten Talschlüsse früherer Talsysteme.

Ganz dasselbe gilt für das schöne Kar des Preberkessels im Lungau. Sein Boden senkt sich sanft bis etwa 2000 m, um dann von dem zum Prebersee niedergehenden Steilhang abgelöst zu werden. Die Karbodenhöhe stimmt mit den Karböden der ganzen Umgebung, mit dem Firnsfeldniveau des Prebertörls und mit den hohen Verebnungen südlich der Mur überein. Der Karboden des Preberkessels ist ein Rest einer heute hochliegenden Landoberfläche. Der Preberkessel ist der durch Gletscher umgeformte Talschluß eines Tales jener alten Oberfläche; in den Gehängen des Prebers sind vielleicht noch jene Flächen vorhanden, die zu dem alten Talschluß gehören; diese für die Höhe des Berges flachen Südwestgehänge sind gleichsam unpassend für den 2741 m hohen Preber, sie sind verständlich als Reste von alten Flächen, die zu einer Landschaft gehörten, in welcher der Preber nur 600—700 m relative Höhe hatte.

So ist nun die Entstehung der Kare geklärt bis auf die Frage, warum die alten, wenig geböschten Talschlüsse so steil geworden sind. Das ist wohl auf die Wirksamkeit des eiszeitlichen Firnes zurückzuführen, denn der sich abwärts bewegende Schnee erzeugt, wie die Beobachtung an Schneefeldern zeigt, nischenartige Räume. An die Gesteinszerstörung an Bergschründen und Randklüften dürfte die Schärfe der einspringenden Kanten geknüpft sein, mit denen Firnfelder und Kare gegen das Rückgehänge absegen. Aber die Gefällsverminderung der Karböden und Firnfelder bestand bereits vor der Eiszeit, sie gehört einem alten Oberflächensystem der Alpen an.

Die Knickungen wurden durch die Gletscher nur verschärft; denn der Gletscherschurf dürfte dort einsegen, wo das steilere Gehänge in den sanfter geneigten Gletschergrund in einem schon vorher vorhandenen Winkel scharf übergeht. Das ist jener Umstand, den man als „Erosion an der Randluft“ bezeichnet hat.

Nun sind auch die Treppenkare verständlich (S. 31). Talhintergründe im unvergletschert gewesenem Gebirge haben öfters im Talschluß eine Stufung, die — nebenbei bemerkt — auf die alte Talgeschichte zurückgeht. Diese Stufung wird durch den Gletscher der Eiszeit umgeformt, zu Treppenkaren gemacht.

In den hochalpinen Tälern sind in den Gehängen zwischen den Einschnitten der Seitentäler doppelte Gefällsknickungen in Schliffbord und Schliffkehle zu sehen (Fig. 8, 13). Diese Verflachungen des Gehänges sind mit Rundhöckern und Gruben bedeckt, durch Gletscherschliffe geschrämmt.

Obwohl über die Lage des Schliffbordes bisher noch wenig zusammenhängende Untersuchungen gemacht worden sind, so läßt sich doch schon sagen, daß er wenigstens in

vielen Fällen eine Fortsetzung des Firnfeldniveaus ist. Damit ist er schon als altes Gehängstück charakterisiert.

Man hat versucht (S. 24), den Schlibbord und Schlibflehle als Folge eines gesteigerten Gletscherschurfes zu erklären. Diese Möglichkeit soll an dem Beispiel der Brunnkarterrassse (Ankogelgruppe) erläutert werden (39). Diese Terrassse (Fig. 14) zeigt, daß Schlibflehle und Terrassen nicht von einem in der Richtung des Groß-Elendtales gehenden Gletschers bewirkt worden sein können. Die Schlibflehle unter dem Gamskarnock, unter der vorderen und hinteren Steinkarsspitze markieren vielmehr das Absezen der eiszeitlichen, quer zur Talrichtung sich vom Ramm weg bewegenden Firnfelddecke der Brunnkarterrassse von ihrer Rückwand. Die Form und Richtung der Rundhöcker und der Gletscherschliffe zeigen, daß nicht eine Bewegung in der Richtung des Elendtales, sondern eine solche in der Richtung zum Elendtal stattgefunden hat. Die Gletscherschliffe gehen nämlich nicht parallel mit dem Elendtal, sondern spiz bis senkrecht auf dieses. Die Schliffe sind daher durch Firnmassen entstanden, die vom Ramm weg zum Elendtal gehen. Wenn die Brunnkarterrassse ein durch den Elendgletscher geschaffener Schlibbord wäre, so müßten die Schliffe parallel mit dem Tale gehen.

Der Schlibbord der Brunnkarterrassse ist als die Fortsetzung des Firnfeldniveaus ein Teil eines alten, außer Kraft gesetzten Entwässerungssystems, das glazial überformt worden ist, und die Schlibflehle ist nicht durch Firnmassen, die in ihrer Richtung vorbei gezogen sind, ausgehobelt worden, sondern sie ist ausgewittert längs der Randkluft des eiszeitlichen Firnfeldes.

In derselben Weise sind die sogenannten Karterrassen zu deuten. Sie entstehen nicht durch Gletscherschurf, welcher die Seitengrater der Kare beseitigt hat, sondern sie sind Verebnungen im Firnfeldniveau, die nur durch die Gletscher

eine glaziale Formung erhalten haben. Zwischen den Karterrassen und dem Schriffbord ist kein grundsätzlicher Unterschied vorhanden.

Wir haben das Firnfeldniveau kennen gelernt als einen Teil einer alten Alpenoberfläche. Dazu gehören die Fortsetzungen des Firnfeldniveaus in den Tälern. Daß es in den Tälern Spuren höherer Talläufe, alte Talböden gibt, ist schon sehr frühzeitig erkannt worden (40). Vielfach ist in den großen Tälern ein Haupttalboden (Fig. 18) zu erkennen, in welchen das jetzige Tal nur wenig — meistens nur 200–300 m tief — eingeschnitten ist. Das Inntaler Mittelgebirge bei Innsbruck und über der Silsschlucht ist dafür ein Beispiel. Über diesem Haupttalboden aber gibt es eine ganze Reihe von Leistenystemen (Fig. 18), die alte Täler markieren. Die Entstehung dieser Formen wird auf ruckweise tiefer fortschreitende Tiefenerosion zurückgeführt. Es ist nun klar, daß jeweils den höheren Talböden ein immer breiteres Tal entsprechen muß. Diese sehr breiten obersten Talböden haben manche Autoren als Schwierigkeit empfunden, sie haben die enorme Breite jetzt hoch liegender Talsohlen für so unmöglich erachtet, daß sie überhaupt die Verbindung dieser Leistenysteme zu Talböden, ihre Erklärung als Talbodenreste nicht gelten lassen wollten. Mit Unrecht! Denn man muß bedenken, daß diese alten, hohen, breiten Täler sich ja nicht auf die Alpen als Hochgebirge beziehen, sondern daß zu den alten, breiten Tälern ein niedriges Bergland korrelat ist. Ein Beispiel wird das aufzeigen.

Im östlichen Randgebirge der Zentralalpen (Fig. 37) liegt die älteste Oberfläche zwischen 1950 und 2150 m Höhe. In der Koralpe liegt sie 2000 m hoch und der höchste Punkt überragte diese alte Landoberfläche um 150 m. In der Stubalpe liegt sie 2150 m hoch; der höchste Punkt hat sich also kaum als Erhebung über die Landoberfläche herausgehoben. Es war aber am Ostrand der Zentralalpen kaum

eine Hügellandschaft vorhanden. Dieser Landschaft entsprechen weiter innen im Gebirge sehr, sehr breite Täler. Auch im Inneren von heute sehr hohen Hochgebirgsgruppen war es nicht viel anders. In der Glocknergruppe liegt das Firnfeldniveau um 2900—3000 m. Der Johannisberg war aber nur ein Mägel von etwa 500 m relativer Höhe, der Glockner ein Berg von 1000 m Höhe. Diesen geringen Erhebungen entsprechen die breiten Talsohlen, in welchen die Flüsse so gearbeitet haben, wie sie es heute in den Hügelländern weit östlich vom Ostrande der Zentralalpen tun — sie haben in die Breite gearbeitet, haben in weiten Talauen flache Mäander gebildet, haben nur freieres und feinstes Gesteinsmaterial bewegen können.

Wir haben den Zusammenhang des Firnfeldniveaus mit hohen Talböden erkannt. Wir haben erkannt, daß in diesen eine alte Oberfläche der Alpen vorliegt. Nun ist es die Frage, wie aus dem niedrigen Berg- und Hügellande, das in einer vorläufig von uns unbestimmten, aber voreiszeitlichen Zeit die Alpen waren, das herrliche und gewaltige Hochgebirge geworden ist. Um diese Frage beantworten zu können, müssen wir von Firn und Gletschern und Graten herabsteigen in die tiefen Täler und dort einige für unsere Erörterungen wichtige Erscheinungen kennen lernen, nämlich die Stufen, die Trogforn, jene Erscheinungen, welche als Übertiefung der Alpentäler bezeichnet worden sind (S. 9). Dann werden wir wieder auf die Frage der hohen Böden zurückkommen.

Zahlreiche Täler unseres Hochgebirges zeigen die Erscheinung der Talstufen (41). Es wechseln wenig geneigte Talstücke und steile Aufstiege. Als Musterbeispiel kann das Kaprunertal in der Glocknergruppe gelten. Auf ebenem, kaum 1 Grad geneigten Boden wandert man durch die Wüstelau und steigt dann über eine mehr als

10 Grad geneigte Stufe hinauf, die zu dem 1 Grad geneigten Wasserfallboden führt. Dann erhebt sich wieder eine Steilstufe, die vom Kiegelberg der Hohenburg überragt wird. Diese Stufe führt zur weiten Fläche des Moserbodens, auf dessen Ebene in Breite das Karlinger Rees endet. In diesem Gletscher ist, gegen die Hohe Riffel zu, wieder eine Stufe, angezeigt durch zerklüftete Eiskaskaden, vorhanden. Das Kapruner Tal kann mit seinem ausgezeichnet regelmäßigen Stufenbau sehr gut von der Schmittenhöhe aus übersehen werden. Ein ausgezeichnetes Stufental ist das Döffener Tal bei Mallnig (Fig. 19). Vom steilen Tal-schluß bei der Döffener Scharte steigen die Hänge herab in das Becken, in welches der 40 m tiefe Döffener See eingesenkt ist. Dieses Becken wird durch einen Rundhöcker-Kiegelberg abgeschlossen, unter dem eine 200 m hohe Stufe zum Becken „Auf der Lacken“-Eggeralm herabführt; dieses Becken besteht aus zwei Teilbecken, von welchen das obere 30 m höher liegt. Dann folgt die 400 m hohe Eggeralmstufe. Unter ihr beginnt der breite Talboden der Korathütte. Von 1470 m an, bei der Dollnigalm senkt sich der Talboden nur wenig bis zur Quatschnigalm, wo ein ungeheurer Schuttkegel das Tal sperrt. Dann folgt eine Strecke größeren Gefälles und von 1320 m an eine 250 m hohe Talstufe; mit dieser Stufe mündet das Tal hoch über dem Mallnigtal. Die Stufe des Döffener Sees liegt 2280 m hoch, ihre Ebenheit setzt sich, während das Tal in Stufen weiter geht, deutlich talauswärts fort (z. B. in der Leiste der Glantschnigalm (2069 m). Die Stufe der Eggeralm ist 1983 m hoch. Talauswärts entspricht ihr eine Verflachung des Gehänges bei Dollnig in 1500 bis 1600 m Höhe, was mit einer eben solchen Verflachung am rechten Ufer des Mallnigtals bei Schwandkogel-Maltschnigalm (1600 m) korrespondiert.

Im Mallnigtal liegt unter Mallnig eine große Stufe, die in zwei Absätzen zur Möll abbricht. Der obere Stufen-

teil reicht von Rabisch bis zur Vereinigung mit dem Döffener Bach. Dann folgt ein ebenes Stück, das in den zweiten, bis Obervellach reichenden Stufenabstieg übergeht. Sowohl dem ebenen Boden von Mallnig als auch dem ebenen Stück zwischen den beiden Stufenteilen entsprechen am rechtem Ufer der Möll Gehängeleisten.

Um nur noch einige Beispiele von Stufentälern aus verschiedenen Teilen der Alpen zu nennen, seien das Öhtal, das Val di Genova in der Adamellogruppe, das Seewigtal in den Schladminger Tauern angeführt.

Im Öhtal unterscheidet man fünf Talstufen, auf denen Öh, Umhausen, Längensfeld, Sölden und Zwieselstein liegen. Die flachen Talweitungen sind durch Talengen mit steilem Gefälle getrennt. Im Seewigtale werden die Stufen durch die Lage der drei Seen — Bodensee 1206 m; Säntensee 1502 m; Obersee 1672 m — scharf markiert. Den Stufenbau des Seewigtales und viele andere Täler mit Stufen zeigt die Schladminger Karte des D. De. U. B.

Viele Täler haben Mündungsstufen; d. h. sie münden mit einer Stufe in das Haupttal ein (z. B. das Gasteiner Tal).

Wir können zwei Arten von Stufen unterscheiden. Die einen liegen unter dem Trogrand (siehe später) und sind sozusagen reine Talstufen, die anderen entstehen durch den Zusammenschluß der Trogwände, d. s. die Trogschlüffe (siehe später), z. B. der Schluß des Habachtales unter den Gletscherenden.

Die Erklärung der reinen Talstufen bietet große Schwierigkeiten und wir werden diese Frage vorläufig offen lassen müssen. Es seien nur wenige Erklärungsversuche angeführt. Naheliegend, aber unmöglich, ist der Versuch, die Talstufen durch lokale Ursachen, also z. B. durch den Wechsel von härteren oder weicheren Gesteinen zu erklären.

Es ist klar, daß eine so allgemein verbreitete Erscheinung wie die Stufenbildung auch eine allgemein gültige Erklärung fordert.

Ein anderer Erklärungsversuch sagt folgendes: Solange ein Talabschnitt vom Gletscher beim Rückzug der eiszeitlichen Vereisung bedeckt war, wurde er erhalten, während das talabwärts gelegene Talstück vom Wasser vertieft wurde. Daher soll jede Stufe einem Stillstande im Gletscherrückgange entsprechen. Wenn das richtig wäre, so müßte auf jeder Stufe eine Endmoräne liegen. Betrachten wir einen großen Gletscher der Alpen. Die Pasterze endet an einer Stufe, über welche jetzt nur ein kleiner Teil der Zunge herabhängt. Vor kurzem, in der Zeit des letzten größeren Gletschervorstoßes (1840—1860) deckte die Zunge der Pasterze den Oberrand der Stufe. Darunter beginnt die enge Schlucht des Abflusses. Die Stufe ist aber schon vorher dagewesen. Wir sehen auch, daß der Gletscher seinen Stand in bedeutendem Maße ändert — der Rückzug vom Hochstande bis jetzt beträgt bei der Pasterze etwa 1 km. Man müßte also für jeden Gletscherstand eine Stufe annehmen. Nun gibt es Alpentäler mit 3—4 Stufen, während benachbarte keine Stufen haben. Man müßte auch annehmen, daß jeder solche unveränderte Gletscherstand lange gedauert haben muß, um eine mehrere 100 m hohe Stufe entstehen zu lassen; daher würde man gar keine Rücksicht auf die Gletscherschwankungen nehmen. Und schließlich sind die Talstufen nichts wesentlich anders als die Karstufen (S. 31). Wenn man die Talstufen so erklärt, müßte man es auch mit den Karstufen so machen, also auch für sie lange Zeiten des gleichen Gletscherstandes annehmen, was besonders schwer ist, wenn man sich die Zahl der oft rasch aufeinander folgenden Karstufen vorstellt und weiterhin bedenkt, daß dann keine Kraft da gewesen wäre, den neu geschaffenen Stufen die glaziale Rundung

zu geben, wenn sie im Rückzug der Vereisung geschaffen wurden. Im übrigen kommt man durch die in Erörterung stehende Vorstellung zu ungeheuerlichen Anschauungen über den Tiefschurf des Eiszeitalters.

Noch eine andere Anschauung über die Stufenbildung! Wo annähernd gleich große Täler sich vereinigen, von denen jedes einen Gletscher von bedeutender Größe hatte, sind Stufen entstanden — ähnlich werden nach dieser Hypothese die Trogschlüffe erklärt (siehe später). Diese Meinung will dem Gletscherschurf ein gewaltiges Ausmaß zubilligen. Die durch die Vereinigung von Eis- oder Firnströmen sich plötzlich steigende Schurfkraft des Eises — vorausgesetzt, daß es eine solche in großem Maßstabe gibt — soll also die plötzliche Talvertiefung bewirken. Wenn diese Anschauung richtig wäre, so müßten alle oder wenigstens die weitaus überwiegende Mehrzahl der Stufen in unseren Hochalpentälern sich derart erklären lassen. Das ist aber nicht der Fall. Das zeigen z. B. die in der Lungau mündenden Täler, das zeigt das Fehlen der Stufe bei der Vereinigung von Krimmler Ahtental, Windbach- und Rainbachtal und im Gegensatz dazu das Vorhandensein einer Stufe ohne Talvereinigung im Obersulzbachtal (Kamprisenstufe). Solche Beispiele ließen sich in größerer Zahl anführen.

Ein besonderer Fall ist die Stufe, mit welcher der Abfluß des Prebersees in den Preberseeegraben (Schladminger Tauern) absteigt. Im Lungau wälzten sich in der Eiszeit etwa 1000 m dicke Eismassen abwärts, die durch die Gestaltung des Bodens in drei Hauptströme angeordnet waren: 1. Mauterndorf—Tamsweg; 2. St. Margarethen—Tamsweg; 3. Thomatal. Die Fortsetzung von 3 ging durch das Murtal von Ramingstein abwärts, die Fortsetzung von 2 ging über Sauerfeld—Seetal—Ranten und jene von 1 im Verein mit den Zuflüssen aus dem Prebergebiet ging über die Talung Prebersee—Kraufau—Schöder. Die Strom-

richtung ist in allen drei Fällen in W-O gerichtet. Wenn nun beim heutigen Prebersee eine Stufe durch den Eisstrom gemacht worden wäre, so müßte sie in W-O Richtung absteigen. Tatsächlich führt die Stufe von NO nach SW herab, also in einer Richtung, in der niemals hier ein Gletscher ging. Diese Stufe kann also nicht durch das Eis geschaffen worden sein.

Es gibt also — ganz vorsichtig ausgedrückt — Stufen, die nicht durch Gletscherwirkung erklärt werden können. Wir wollen, ohne auf diese Frage jetzt weiter einzugehen, die Möglichkeit im Auge behalten, daß die Gletscher die Eigenschaft haben, im Tal schon vorhandene Ungleichheiten des Gefälles zu steigern, indem sie stärker geneigte Stücke steiler, weniger geneigte horizontal machen oder gar in Gruben verwandeln. Diese Ansicht würde bedingen, daß die Stufen schon voreiszeitlich vorhanden waren. Diese Anschauung schreibt den Gletschern keine große Schurfkraft zu.

Aus der gegebenen Erörterung ist jedenfalls das Eine klar geworden: Alles was die Anhänger eines großen Gletscherschurfes (Glazialerosion) an Gründen anführen können, um die Stufenbildung durch Eis zu erklären, gilt mit demselben Rechte für den Tiefschurf des fließenden Wassers. Wo eine Stufe durch den Zusammenfluß von zwei Gletschern erklärt werden soll, kann sie auch als Flußarbeit angesehen werden, denn auch die Vereinigung von zwei fließenden Wässern würde dasselbe verursachen, was Gletscher tun sollen.

Die Anschauung, daß der Gletscherschurf die Ursache der Stufenbildung sei, kann als die am wenigsten begründete gelten; denn Stufen sind auch da vorhanden, wo es in der Eiszeit keinen Gletscher gab. Am Rande des großen alpinen Vereisungsgebietes, aber schon außerhalb der Verbreitung der großen eiszeitlichen Talgletscher, hat ein

Teil der Seitenbäche des Riesingtales in Obersteiermark Stufen. Das Riesingtal beherbergte in der Eiszeit keinen Talgletscher. Im benachbarten Paltental, das während der Eiszeit einen toten Ableger des Ennsgletschers eingelagert hatte, münden die Seitentäler auch mit Stufen. Die gleiche Erscheinung in den benachbarten Tälern muß auf dieselbe Ursache zurückgehen und kann nicht in der eiszeitlichen Vergletscherung des einen Tales liegen.

Auch sonst finden wir Stufen in dem eiszeitlich nicht vergletschert gewesenen Gebirge. Ein Beispiel ist der Sallagraben bei Köflach, der unter Salla eine Stufe hat; der Unterrand der Stufe liegt dort, wo der Raibachgraben in den Sallagraben einmündet. Es ist also eine Stufe beim Zusammenfluß von Tälern, vom fließenden Wasser dort gemacht. Stufen entstehen also auch durch den Zusammenfluß von Bächen. — Mit einer Stufe, die durch eine enge Schlucht und durch eine Klamm zerschnitten ist, setzt der Teigitschgraben (Stubalpe) von einer 700 m hohen Talsohle auf die heutige 400 m hohe Talsohle herab. — Der Mignitzbach (Hochlantschgebiet) macht in der Bärenschüßklamm einen Abstieg von 1100 m auf 800 m und eine zweite Stufe führt ihn zur Sohle der Mur herab.

Da wir nun Stufen auch im ehemals unvergletscherten Gebirge sehen, so kann die Ursache der Stufenbildung nicht in der eiszeitlichen Vergletscherung liegen. Aber eine Eigenschaft der Stufen ist hier hervorzuheben: In den meisten Fällen zeichnen sich die im einst vergletschert gewesenen Gebirge gelegenen Stufen durch ihre größere Schärfe aus; sie sind besser ausgeprägt als die im nicht vergletschert gewesenen Gebirge liegenden Stufen. — Wir erinnern uns der Möglichkeit, der Gletscher sei imstande, die im Tal bereits vorhandenen Unebenheiten und Ungleichmäßigkeiten des Gefälles zu steigern.

Eine merkwürdige Eigenschaft der Stufen im vergletschert gewesenen Gebirge ist noch hervorzuheben. In vielen Fällen sind die Stufen mit einem Riegelberg (42) gekrönt (r in Fig. 19). Man wandert auf der ebenen Fläche einer Stufe talauswärts, dann erhebt sich ein niedriger, meist gletschergeschliffener und Rundhöcker-bedeckter Riegel und jenseits desselben kommt erst der steile Abstieg über die Stufe zum nächsten ebenen Talboden. Wenn wir uns die Schuttmassen aus solchen Talböden herausgenommen denken — in manchen Fällen gewähren die Hochseen einen Einblick in die Beschaffenheit der Stufe — dann sehen wir die hochalpinen Stufentäler zerfallen in steile Abstiege der Stufen und dazwischen liegende Stücke, welche eine Wannensform haben und mit einem Riegelberg abgeschlossen sind gegen den Abfall der Stufe. Diese Formung der Täler mit Wannens und Riegelbergen geht zweifellos auf die Wirkung der Eisströme zurück. Ein ausgezeichnetes Beispiel ist die Wanne des Döffener Sees mit dem vorgelagerten Riegelberg in der Hochalmspitzgruppe. Ein anderes Beispiel bietet die Stufe im Illtal unmittelbar vor den Illfällen, unter dem Madlener Haus, der ein Riegelberg in Rundhöckerform aufgesetzt ist. Dasselbe zeigt das Unterende der Stufe des Moserbodens. Beispiele dieser Art sind gerade zahllos.

Nochmals ist auf die Übertiefung (43) zurückzukommen (S. 9). Die Seitentäler münden in sehr vielen Fällen (z. B. die Tauerntäler ins Salzachtal) mit einer Mündungsstufe in das Haupttal. Das große Haupttal erscheint daher stärker eingegraben, gegenüber dem Seitental übertieft (Beispiel: Mündung der Gasteiner Ache in die Salzach). Das Seitental mündet mit einer Reihe von Wasserfällen in einer Klamm in das tief liegende Haupttal aus, die sich flach senkende Sohle des Nebentales bricht plötzlich steil zum tief unten liegenden, übertieftesten Haupttal ab.

In vielen Fällen (z. B. Unterinntal) liegt über der Sohle des Haupttales (Fig. 20) ein steiler Anstieg des Gehänges, dann eine Verflachung oder gar eine Ebenheit und darüber steigen die Gehänge steil an. Da liegt ein alter Talboden über der Haupttalsohle — im Unterinntale etwa 200 m über dem Inn. Die Seitentäler münden auf den alten Talboden, daher stufenförmig in das Inntal; die Übertiefung erstreckt sich nicht in sie hinein, sie ist auf das Haupttal beschränkt.

Bei den meisten Zuflüssen der Salzach aus den Tauern ist das der Fall. Das großartigste Beispiel aber ist das Etschtal. Von der hohen Stufenmündung des Rojenbaches am Reschenscheideck angefangen bis zur Beroneser Klause hinab gibt es nur wenige Seitentäler, die ohne Stufe oder Mündungsklamm — was nur eine Verhüllung der Stufe ist — in das Etschtal einmünden. Besonders großartig ist die Übertiefung des Haupttales im Binschgau, wo nur das Münstertal ohne Stufe mündet.

Die Übertiefung ist, wenn wir uns die einst vergletschert gewesenen Gebiete ansehen, eine sehr weit verbreitete Erscheinung, die — mit Übertreibung gesagt — die Alpen beherrscht. Die Stufenmündungen und die Gehängestücke mit geringem Gefälle geben ein Maß für die Größe der Übertiefung. In vielen breiten Haupttälern müssen wir das Ausmaß der Übertiefung noch größer halten als wir es heute sehen; denn Bohrungen haben in verschiedenen Tälern gezeigt, daß sie eine starke Schutteinfüllung haben, daß also ihre Felssohle tief unter der heutigen Schuttsohle liegt. Beispiele dafür sind das Inntal, dessen Felssohle bei Innsbruck 100 m tiefer liegt als der heutige Talboden und das Ennstal von Admont bis Gröbming.

Die Übertiefung ist nicht auf die großen Haupttäler beschränkt. Sie erfaßt auch die Seitentäler; denn diese

sind ihren Seitentälern gegenüber wieder übertieft. Die Seitentäler II. Ordnung münden in Stufen in jene der I. Ordnung, jene der III. Ordnung in die Seitengräben der II. Ordnung stufenförmig ein. Diese Stufenmündungen sind es, welche neben dem Blick auf die hohen Grate die hohe Schönheit unserer Alpen verursachen; denn die Stufenmündungen der Seitengräben bedingen die zahllosen Wasserfälle. Man hat diese hoch über der Sohle der Gräben mündenden kleinen Seitengräben mit Recht Hängetäler oder hängende Täler genannt, weil sie über der Sohle des Hauptgrabens frei in die Luft endigen, hängen. Wenn man durch ein solches, meist wenig geneigtes Hängetal herauswandert, dann steht man plötzlich vor dem Abbruch ins Haupttal, vor der Stufenmündung, über welche der Bach in wilden Raskaden und Wasserfällen herabstürzt. Meist ahnt man, im Hauptgraben aufsteigend, gar nicht, daß oben über den Wasserfällen der Stufenmündungen sich weite Landschaften mit flachen Taläufen ausdehnen. Damit hängt es auch zusammen, daß man in vielen, ins Herz des Hochgebirges gehenden Tälern fast nichts von den Hochgipfeln sieht.

Wenn wir nun die Übertiefung bis in die innersten Gründe der Gräben zurückverfolgen, so sehen wir, daß diese Erscheinung mit dem Trogschluß einsetzt.

Damit sind wir an die Frage des Taltroges*, der Trogtäler herangerückt.

Viele hochalpine Täler haben einen Querschnitt, den man als U-Form bezeichnet hat (44). Es ist in ein

*) Abbildungen: Trog des Seebachtales in *J. D. u. De. N. B.* 1909, S. 256. Trog des Schlegeisgrundes, *J. D. De. N. B.* 1915, S. 92. In *J. D. De. N. B.* 1909, S. 248, Trogschluß des Groß-Elendtales: Zirkusartiger Trogschluß, gekrönt vom Unterrande des Gletschers, dessen Zunge über den Rand herab in das Tal steigt. Trogschluß sehr schön rechts neben der Zunge zu sehen.

breites, hochgelegenes, flachgeböschtes Tal eine neue Talvertiefung eingeschnitten, die den U-förmigen Querschnitt hat. Die Wände des U-Tales oder Troges sind steil, oft Schroffenzüge und Wände (Fig. 21). Der Trog ist oft eine sehr deutliche Erscheinung, er tritt vielfach schon in den Karten scharf hervor. Am Blatt Benediger des D. O. U. B. ist er mit größter Deutlichkeit im Habachtale zu sehen. Er beginnt dort unmittelbar am Unterrande des Habachkeeses und ist als eine tiefe Furche weit hinaus zu verfolgen. Ganz allgemein verläuft der Oberrand des Troges der Talsohle parallel, er fällt mit ihr ab, ohne jede Stufe des Tales genau abzubilden. Durch die Seitenbäche wird der Trogrand und das darüber liegende Stück flacheren Gehänges in bastionsartige Abschnitte zerlegt.

Die Hochgebirgstäler der Zentralalpen zeigen den Taltrog in oft prächtiger Entfaltung (z. B. die Gründe des Zillertales). Der Besitz einer Trogform bedingt, neben den anderen, schon besprochenen Verhältnissen, den großen Unterschied der Zentral- und Kalkalpen (45). Die Täler der Kalkalpen haben nämlich nur selten die U-Form mit dem darüber liegenden Systeme flacherer Gehänge, es gehen die steilen Hänge des Tales unmittelbar in die Schroffen und Wände über. Demgegenüber ist der Trog der Zentralalpen ein tief eingeschnittenes Tal in einem breiten, hochgelegenen älteren Tal.

Nicht alle vergletschert gewesenen Täler der Zentralalpen haben die Trogform; diese ist also kein durchwegs entwickeltes Merkmal. Dagegen haben auch die Täler, die niemals vergletschert waren, wie solche des Alpenvorlandes, die Trogform (46).

Betrachten wir die U-Form des Troges (47). Steil schießen die Hänge herab und an sie schließt sich die Rundung an, die den runden Abschluß des U bedingt.

Es sind zwei Möglichkeiten in Betracht zu ziehen (Fig. 22): a) der Trog besteht bis an seinen Grund aus Fels, die Rundung ist in Fels ausgearbeitet, b) die Rundung besteht aus Schutt. — Es rufen die hochalpinen Täler zwingend den Eindruck hervor, daß die Felswände des Troges steil unter den Talboden sinken, daß die Rundung erst durch eine Schuttfüllung erzeugt wurde. Es ist daher wahrscheinlich, daß lediglich die Schuttablagerungen als Erzeuger der Trogform in Betracht kommen. Je nach der Lage der Schutthalden zur Sohle des Tales entstehen U oder trapezförmige Talquerschnitte (48).

In vielen Teilen unserer Hochalpen bestimmt der Trog das Landschaftsbild. So in den Gräben, die vom Zillertaler Kamm und von der Benediger-Gruppe gegen Norden absteigen (49). Da läßt sich auch eine Abhängigkeit der Trogform vom Gestein feststellen; denn in dem widerstandsfähigen Zentralgneis sind die Tröge gut ausgebildet, nicht aber in der Schieferhülle des Tauerngneises, die aus leichter zerförbaren, zu Rutschungen und rascher Zersetzung neigenden, oft dünnplattigen Schiefergesteinen besteht.

Der Trog endet im Trogschluß (Fig. 21), d. h. die steilen Seitenwände des Troges schließen sich im Talhintergrunde zu einem amphitheatralischen Zirkus zusammen. In benachbarten Tälern liegt der Trogschluß beiläufig in derselben Höhe. Im Obersulzbachtale wird er zwischen 2200 und 2400 m Höhe vom Obersulzbachkees verdeckt. Im Sabachtale, dem schönsten Trogtal der Tauern, liegt er am unteren Ende des Gletschers in 2300 m Höhe, im Ammertale in über 2200 m Höhe. Stets liegt über dem Trog eine Erstreckung von wenig geneigtem Gelände.

Trogartige Einsenkungen des Talbodens — nämlich in dem Sinne, daß das Tal gegenüber seinen sichtbaren Seitenwänden stark eingetieft ist — liegen auch unter jehigen Gletschern. Das ist z. B. beim Hornkees (Fig. 23)

deutlich zu sehen, dessen Zunge von einem Steilabfall des Gehänges überragt wird. Die Trogform ist da ganz klar ausgesprochen. Wo das nicht direkt zu sehen ist, läßt sich die Trogform unter Gletschern durch die Bewegungsgeschwindigkeit des Eises erschließen. Im Hintereisferner ist die Trogform des Bodens unter dem Eis durch Bohrungen nachgewiesen worden (50).

Hinsichtlich der Trogform unter jetzigen Gletschern und der Trogform überhaupt kann man zwei Standpunkte einnehmen, wenn man an die Erklärung denkt: a) Der Trog ist durch die in einiger Entfernung von den Ufern sprunghaft zunehmende Geschwindigkeit des eiszeitlichen Eises geschaffen; b) Die Geschwindigkeit des Eises ist eine Folge des Trogquerschnittes unter dem Eise. Den ersten Standpunkt nehmen diejenigen ein, welche dem Eis eine sehr große Arbeitsleistung ausgrabender, ausschürfender Art zuschreiben.

Wir stehen damit mitten in der Frage nach der Entstehung der Tröge und wollen dabei gar nicht das früher Gesagte berücksichtigen, daß nämlich die Trogform als U-Formung im Felsen vielleicht gar nicht besteht, sondern nur durch die Schutteinfüllung hervorgerufen wird.

Die Entstehung der Tröge könnte man sich in folgender Weise denken (51). Der in das Tal eingelagerte Gletscher greift bei seiner Bewegung Vorsprünge und Unregelmäßigkeiten des Tales stärker an als die zurücktretenden Partien seines Bettes; er schafft daher aus seinem Bett eine halbzyllindrische Röhre. Der Gletscher bewegt sich am Grunde schneller als an den Seiten und an den Seiten bewegen sich die tieferen Partien schneller als die höheren. Daher könnte ein Unterschneiden der Wände eintreten und der Gletscher könnte eine größere Steilheit des Gehänges herstellen. Die Voraussetzung ist der vorherige Bestand

eines V-förmigen Tales (Fig. 24). Wenn da ein Gletscher eingelagert ist, so herrscht nicht in der Mitte des Grundes der größte Druck, denn die Mitte kann ja auch vom Schmelzwasser offen gehalten werden. Durch die Gewölbespannung im Gletscher wird ein großer Teil des Druckes, wenigstens in engen Hochtälern, auf die Flanken übertragen. Die Hauptbeanspruchungen sind in den unteren Teilen der Seitengehänge vorhanden und daher könnte dort die größte Abschleifung zustande kommen. Es ist auch zu bedenken, daß das Eis nicht nur abwärts strömt, sondern in seinen unteren Lagen, also am Boden der Täler, von der Mitte seitwärts strömt, indem es von der dickeren Gletschermittle gegen die dünneren Ränder fortgepreßt wird. Das würde die U-Form ergeben, aber so kann man nur Verbreiterung, keine Vertiefung der Täler durch Eiswirkung erklären. — Wenn man diesen Erklärungsversuch annehmen würde, so müßte man schließen, daß der Oberrand des Troges sich über die Gletscheroberfläche erhoben hat. Daraus ergeben sich schwere Bedenken gegen die Ansicht, die Tröge seien ein Werk der eiszeitlichen Gletscher, denn der Trogrand liegt immer viel tiefer als die eiszeitliche Eisstromhöhe. Als Beispiel können die Verhältnisse im Stilluptal ober der Klamm angeführt werden: Talsohle 1000 m Höhe; oberer Trogrand, 1300 bis 1400 m Höhe; Eisstromhöhe 2100 m Höhe. Es kann daher unmöglich der Trog durch die Wirkung eines so hoch über seinen Rand hinaufreichenden Eisstromes entstanden sein, nur eine in der Tiefe des Tales wirkende Kraft kann ihn geschaffen haben.

Man könnte zur Meinung kommen, daß — da eine allgemein gebräuchliche Annahme dem Wasser-Tiefenschurf die V-förmigen, dem Gletscherschurf die U-förmigen Täler zuschreibt — die Tröge das Werk kleinerer Gletscher seien, daß also die heutigen Gletscher ihre eigenen Tröge geschaffen hätten (siehe Hornkees, S. 64), daß die großen Taltröge,

wie jener des Sabachtales von kleineren Gletschern, als es die hocheiszeitlichen waren, also von Gletschern der Rückzugsstadien oder der Zwischeneiszeit gemacht worden seien. Das ist aber unmöglich, denn es lassen sich die Tröge in der Form von Gehängeleisten in die Haupttäler verfolgen, auf eine Erstreckung, die große Gletscher im Innern der hochalpinen Täler voraussetzen würde.

Es ist im übrigen zu bedenken, daß dort, wo ein Gletscher über einen Trogrand herabreicht, die Wahrscheinlichkeit der Zerstörung des scharfen Trograndes durch das Eis größer ist als die Möglichkeit, daß ein Trogrand durch das Eis erhalten oder gar geschaffen wird (siehe Obersulzbachkees).

Die Anhänger der Lehrmeinung, daß die Gletscher eine ungeheuer große Kraft der Erosion haben, führen den Trog auf die Wirkung der eiszeitlichen Gletscher zurück (52). In den Talhintergründen flossen die gewaltigen Firnmassen der Eiszeit gegen die Mitte des Tales, dort vereinigen sie sich. Überschaun wir die eiszeitlichen Verhältnisse, z. B. im Obersulzbachtale, in der Benediger-Gruppe. Die fünf Teilströme des Obersulzbachkeeses, die Rare unter dem Grat Reeskogel—Sattelfarspiße, des Rammes Sonntagskopf—Unlaßkaropf entsenden gewaltige Firnmassen gegen die Mitte des Tales. Dort vereinigen sich diese Massen zu einem großen Firnstrom. Dieser soll eine gewaltige schürfende Kraft gehabt haben und an der Stelle der Vereinigung der Firnmassen, also an der Stelle der größten Eismächtigkeit, soll ein Ausschaben und Ausschürfen des Bodens des Tales eingesezt haben, welches das Tal immer mehr vertieft und ihm die trogförmige Gestalt gegeben haben soll. Der Trog müßte also an der Stelle der größten Eismächtigkeit liegen. Dabei ist die Verflachung über dem Trog als der voreiszeitliche Talboden gedacht und der Raum t-b-c-t in der Figur 25 wäre der Schnitt jener

Gesteinsmasse, welche der Gletscher, den Trog schaffend, weggeschürft hätte. In derselben Weise wäre die Schliffkehle durch das Einsetzen des starken Eisschurfes am Rande des Firnstromes zu erklären.

Der eben gebrachte Versuch, die Entstehung des Taltroges zu erklären, ist wenig wahrscheinlich (53), denn gerade an den Stellen, wo mehrere gegen einander strömende Eismassen auf einander treffen, muß ein sehr großer Teil der Bewegungsenergie auf die Einlenkung und Anpassung in die neue Stromrichtung verbraucht werden.

Die Annahme, daß der Trog ein Werk der eiszeitlichen Berggletscherung sei, hat zur Folge, daß man mehrere Tröge annehmen muß, wenn man mehrere verschieden große Eiszeiten in den Alpen als bewiesen annimmt. Wenn vier Eiszeiten angenommen werden (S. 21), dann ist es nur ein folgerichtiger Ausbau der Lehre vom Gletscherschurf (54), daß auch vier ineinander geschachtelte Tröge vorhanden sein müssen, in der Art, wie es Figur 26 zeigt. Der Versuch, mehrere ineinander geschachtelte Tröge zu erkennen, wurde für das Öhtal gemacht, wozu als Trogschultern übereinander liegende Gefimse angenommen wurden. So wurden im Profile vom Öhtaler Urkund zum Naderkogel drei glaziale Talböden als Trogböden der ersten drei Eiszeiten konstruiert, der vierte ist der heutige Talboden. Dabei lag die Vorstellung zu Grunde, daß nach jeder Eiszeit ein Einschneiden des Wassers erfolgte und daß diese Rinnen vom Gletscher der nächst folgenden Eiszeit zu Trögen umgestaltet wurden.

Mit Recht kann gegen eine solche Auffassung der Talquerschnitte gesagt werden, daß eine schwankende Zahl von Trögen konstruiert werden kann, ja daß es sogar leicht möglich ist, auch in unvergletschert gewesenen Gebieten eine Reihe solcher Tröge zu konstruieren.

Noch weiter geht die Meinung, daß nicht nur jeder Eiszeit, sondern auch jedem Rückzugsstadium der letzten Bergletscherung ein eigener Trog entspreche (55). Die letzte Eiszeit hat sich etappenweise zurückgezogen und hat bei diesen von Stillständen unterbrochenen Rückzügen in den Tälern Moränenreste zurückgelassen. Aus der Lage dieser Moränenreste zu den entsprechenden Einzugsgebieten der Gletscher wurde die Schneegrenze berechnet und so eine Übersicht über die Rückzugsstadien gewonnen. Man bezeichnet sie der Reihe nach als Bühl-, Schnitz- und Dauntrog, wobei das letztere dem heutigen Zustande der Vereisung unmittelbar vorausgeht. Die Grundlage für die Annahme, daß jedem Rückzugsstadium ein Trog entspreche, ist darin gegeben, daß zwischen dem Trogrande und der Ufermoräne bei kleinen eiszeitlichen Gletschern eine Beziehung bestehen soll, indem die Moräne die Fortsetzung des Trograndes wäre. Aus dieser höchst unsicheren und vieldeutbaren Beziehung wurde auf die Zeitstellung der Tröge geschlossen und diese wurden daraufhin zeitlich gegliedert.

In der Montblanc-Gruppe, wo diese Untersuchung durchgeführt wurde, hat man eine Reihe von ineinander geschachtelten Tröge unterscheiden zu können geglaubt. Der Dauntrog soll der frisch angeschliffene Wandgürtel von etwa 100 m Höhe zu beiden Seiten der jetzigen Gletscherzungen sein. Unter dem Wandgürtel neigt sich das Gehänge schwächer gegen den Gletscher; das soll die Dauntrogsohle sein und in diese soll der jetzige Gletscher eingesenkt sein. Über dem Dauntrog beginnt der rundliche Teil der Schnitztrogssohle, überhöht von der Schnitztrogschwand. Und in derselben Weise liegt darüber der Bühltrög. Zu diesen verschiedenen alten Trögen sollen auch verschieden alte Kare gehören.

Die Forscher, welche mehrere in einander geschachtelte Tröge annehmen, sind nicht einig in der Altersstellung.

Das, was einer als den Trog der letzten Eiszeit bezeichnet, ist beim anderen der Dauntrog usw.

Im übrigen würde die Anschauung, daß die Tröge den Eiszeiten oder gar den Rückzugsstadien der letzten Eiszeit zugehören, allen Erfahrungen über das Alter der alpinen Formen widersprechen. Wie wir im folgenden sehen werden, ist ein großer Teil der alpinen Formengebung sehr alt — viel älter als die Eiszeit, die ja nur der jüngsten geologischen Geschichte der Erde angehört.

Die eben erörterten Ansichten wurden nur angeführt, um zu zeigen, wohin die Annahme führt, daß das eiszeitliche Eis die Tröge geschaffen habe.

Wenn man diese Annahme macht, so muß man zu zwei Arten von Eiserosion (Fig. 27) kommen (56): Eine flächenhaft wirkende glättet die Talumgrenzungen und eine in die Tiefe arbeitende gräbt die Tröge aus und schafft die Übertiefung. Mit dem Mechanismus des Eisschurfes sind zwei verschiedene Eiserosionen nicht vereinbar, denn es ist nicht einzusehen, warum an den Stellen b und d der Fig. 27, das ist am Trogrande, ein Wechsel in der Eisarbeit geschehen soll.

Man wird nicht um die Vorstellung herumkommen, daß eine Talrinne vorher dagewesen sein muß, die vom Eis ausgearbeitet wurde, wenn man überhaupt den Gletschern eine große Arbeitsleistung hinsichtlich der Ausschürfung zutraut.

Es wurde die Vorstellung aufgebracht, daß bei beginnender Vereisung von einem kleinen Gletscher ein kleiner Trog geschaffen worden sei und daß dieser Trog dann durch den Gletscher des Hochstandes der Vereisung immer tiefer und schärfer ausgeprägt wurde im Verhältnis zu den seitlichen, flach bleibenden Teilen des Gehänges.

Wenn der Bestand einer kleinen Einkerbung im mittleren Teile eines breiten Tales angenommen wird (Fig. 28), so ist damit eine Unstetigkeit im alten Gletscherboden gegeben. Unter Voraussetzung eines lebhaften Gletscherschurfes würde daher die ausschürfende Tätigkeit des Gletschers wegen seiner größeren Dicke über der durch fließendes Wasser geschaffenen Einkerbung sehr gesteigert. Es ist klar, daß sich die Größe des Gletscherschurfes zwischen der Talschulter und dem Bereich der Kerbe mit der Zeit steigern müßte.

Die Folge dieser Auffassung liegt darin, daß die Tröge durch Flußarbeit angelegt und nur durch Eisschurf ausgestaltet sind. Es liegt also ein Aufgeben des Standpunktes vor, daß die Gletscher allein die Tröge geschaffen haben.

Auf rein überlegendem Wege werden wir zu keinem abschließenden Urteil über die Entstehung der Tröge kommen. Es ist notwendig, daß wir uns mit einigen Erscheinungen in den hochalpinen Tälern vertraut machen, damit wir dann die Trogfrage erledigen können.

Einzelne alpine Hochtäler zeigen — die Kenntnisse in dieser Richtung sind noch gering — deutlich zwei übereinander liegende, hochgelegene Systeme von flachen Gefässen. Im Rendenatal in der Adamellogruppe (57) ist ein oberes Terrassensystem vorhanden, das sich rascher als der heutige Talboden senkt. Ein unteres (zirka 300 m tieferes) System verläuft parallel den jetzigen Gefällsverhältnissen des heutigen Talbodens. Das obere System ist voreiszeitlich, denn das eiszeitliche Eis des Rendena-gletschers gabelt sich bei Lione (Garca—Judicarien) und gerade an der Gabelung hat die obere Terrasse ein besonders starkes Gefälle. Wenn das obere System ein in der Eiszeit angelegter Trogboden wäre, so könnte bei der Schwächung

der Eismächtigkeit an der Gabelungsstelle nicht das Gefälle wachsen. — So kommt man hier zur Vorstellung, daß es zwei ineinander geschachtelte Tröge gibt. Nichts kann die Vorstellung hindern, daß das gesamte Tal vor der Eiszeit bereits fast so tief ausgegraben war wie heute, daß der Doppeltrug nur die eisbewirkte Umformung eines in zwei Zeitstufen durch Wasser vertieften, voreiszeitlichen Tales ist.

Im Hollersbachtal ist ein unterer Trogschluß in etwas über 1800 m und zwei obere (im Weißeneck- und Kragenberggraben) in 2300—2400 m Höhe vorhanden. Im Belbertal gibt es unter dem Tauernpaß Trogschlüsse in 2000, 2200 und 2500 m Höhe (über dem Hintersee, über dem Langsee, über dem Obersee).

Für die Tröge der Adamellogruppe wurde die Frage entschieden (58), ob die Erklärung der Tröge durch den plötzlich einsetzenden Schurf des eiszeitlichen Firnes infolge der Vereinigung der Firnmassen im Taltschluß möglich ist, ob auf diese Weise die obersten Taltröge und die Trogschlüsse entstehen können. Es gibt dort Trogschlüsse, die nicht auf die angegebene Weise entstanden sein können, weil über den Trogschlüssen nur ganz kleine Firngebiete oder fast sofort die zu den Graten sich aufstürmenden Wände liegen. — Für eine andere Reihe der Tröge ist die Erklärung durch plötzlich sich verstärkende Eiserosion unwahrscheinlich, nämlich für jene, über welchen flache Firnbecken liegen und ein Zusammenfluß größerer Firnmassen nicht vorhanden ist. — Andere Trogschlüsse der Adamellogruppe lassen sich durch Zusammenfluß erklären. Eine richtige Erklärung muß für alle Tröge gelten; daher kann die Erklärung der Tröge auf Grund des plötzlich einsetzenden Gletscherschurfes als widerlegt gelten durch das Vorhandensein von Trögen nicht glazialer Entstehung.

Wenn die Erklärung der Tröge durch den plötzlich einsetzenden Gletscherschurf richtig wäre, so müßten die

Trogchlüsse zu ihrer Umrahmung zentral liegen; es müßte also der Trogrand überall gleich weit von den Graten, die das Tal umrahmen, entfernt sein. Das ist vielfach nicht der Fall. So müßte der Trog des Weißentales (Gasteiner Tal, Karte des D. u. De. U. B., Ankogel—Hochalmspize) um 1 km talauswärts verschoben werden, um zentral zu liegen. Ferner liegen über diesem sehr schönen Trog nur ganz unbedeutende Firnsfelder, die kaum die Kraft gehabt haben konnten, durch die Vereinigung des Firnes die Anlage des Troges bewirkt zu haben. Im oberen Mallnigtal (siehe dieselbe Karte), liegt der Trogschluß unter der Jamniger Alm, 4 km vom Talhintergrunde und 2 km vom rechten Seitenkamm entfernt, also alles eher als zentral. Wenn man ihn als Erzeugnis des Eisschurfes auffassen würde, so wäre er unverständlich; er macht den Eindruck einer Anlage durch Wasser-Tiefenschurf.

Wir wenden uns, um mit der Trogfrage ins Reine zu kommen, einer eingehenden Erörterung der Verhältnisse in der Ankogel-Hochalmspizgruppe zu (siehe dazu die Karte des D. De. U. B.) zu (59). In Figur 29 ist ein Idealschnitt durch das Malta-Großelendtal derart gelegt, daß links ein freier Hang, rechts ein Kar getroffen ist. Es ist A_1 = die Gehängeschliffkehle, D_1 = die Kar schliffkehle; ABCD ist der obere Trog, d. i. ein sehr breites U. Die Begriffe Trogschulter (C—D) und Trogrand (B, C) werden nur auf den unteren Trog (B— B_1 —C $_1$ —C) angewendet. Dieser untere Talrog soll als der Richter'sche Trog bezeichnet werden, weil der Bahnbrecher im Studium des hochalpinen Formenschatzes, der ausgezeichnete Forscher E. Richter diese Tröge in klassischer Weise beschrieben hat. Der Talboden, dem diese Trogschultern entsprechen, heißt Hochtalsohle, Hochtalboden, zu dem der obere Trog als ganztaliger Trog gehört.

Im Gebiete der Ankogel-Hochalmspitzgruppe steht das Niveau des Hochtalbodens im scharfen Gegensatz zum Firnfeldniveau ($D-D_1$ der Figur 29). Es sind daher die Trogschultern des oberen Troges gleich den hohen Verebnungen des Firnfeldniveaus (Firnfelder, Karböden). Sinngemäß sind untere, dem Richter'schen Troge entsprechende, und obere Trogschlüsse, dem Trog der Hochtalsohle zugehörend, zu unterscheiden.

Im Großelendtal ist ein weiter U-förmiger Trog vorhanden. Über ihm liegen die Verebnungen des Firnfeldniveaus oder diesen entsprechende Gehängeleisten. Der Trogschluß dieses oberen Taltroges liegt unter dem Großelendkees in etwa 2300—2500 m Höhe. Am Weg von der Osnabrücker-Hütte zur Glendcharte ist der Trogschluß gestuft; der untere Absatz führt von 2000 m auf den Fallboden (zirka 2300 m), der obere von da auf das Firnfeldniveau des Pleßnitzkeeses (zirka 2600 m), beziehungsweise über den vom Kälberspitzkees verhüllten Steilabsturf (Spalten!) auf das Firnfeldniveau des Kälberspitzkeeses (2600—2700 m). Die Fortsetzung des Firnfeldniveaus ist die Brunnkarhochfläche, von der ein steiler und tiefer Abstieg zur Hochtalsohle des Großelendtales unter der Osnabrücker-Hütte niederseht.

Wie in das Firnfeldniveau des Großelendtales der obere Trog eingesenkt ist, so sind in den Hochkarboden des Rölbrein- und Wastelkares je ein kurzes Trogtal eingetieft (Fig. 30). Der Rölbreintrog endet 100, der Wastelkartrog 350 m über dem Maltatal als hängende Täler. Auch für diese Trogtäler ist das Firnfeldniveau (-Hochkarboden) die Trogschulter. Das und die Übereinstimmung mit der Höhe der Sohle schließt diese hängenden Täler an den Hochtalboden des Großelendtales an.

Im mittleren Maltatal gibt es zwei Zonen geringen Gefälles in den Talhängen. Die obere Zone ist die Karregion. Diese Zone von Verflachungen (Karböden) hängt nicht

mehr zusammen; wenn man sie sich ergänzt denkt, so ergibt sich eine hochgelegene Fortsetzung des Firnfeldniveaus. Die untere Zone der geringen Gefälle bildet eine Reihe von flachen Leisten im Talgehänge. Das Längsprofil des Maltatales unter dem Platschboden (Vereinigung von Groß- und Kleinendtal) hat viele kurze ebene Strecken mit V-förmigen Talquerschnitt und dazwischen kurze Abschnitte mit steilem Gefälle und trogförmigem Querschnitt — nebenbei bemerkt: ein trogförmiger Querschnitt kann in keinem engen V-Tal vorhanden sein, denn das U-förmige Profil benötigt, wenn es durch die seitlichen Schutthalden hervorgebracht wird, einen breiteren Talboden. — Von der Vereinigung der Glendtäler bis zur Schönau überwindet das Maltatal 600 m Höhenunterschied durch kleine Sprünge, nicht durch eine oder mehrere große Stufen. Auf den Kiegeln zwischen den Seitenschluchten finden sich kleine Verebnungen, d. s. die früher erwähnten Leisten des Gehanges. Sie schließen sich, in Verbindung gedacht, zu einer Talterrasse, der Maltalterrasse zusammen und entsprechen dem, was man in anderen Tälern als Trogschulter bezeichnet. Es sind folgende Verflachungen: Niveau bei der Reckenbichlalm 1900—1950 m, Arlboden 1900 m, Brennhalt 1900 m, zwischen Rölbrein und Mitterkar 1900 m, Galgenbrunn 1900 m — auf der angegebenen Strecke liegt unten der Anfang der unteren Trogschlucht des Maltatales in den kesselartigen Becken des Sonntagsbodens und der Wastelbaueralm — Mooshütten 1900 m, Bockplatten 1900 m, Preimelalm 1820 m, Moos 1750 m — im Moos liegt ein Rest des alten Talbodens selbst vor — Mooralm 1800 m.

Der Boden des oberen Troges endet bei P. 1924. Er hat ein ganz schwaches Gefälle. Bei P. 1924 beginnt das untere Tal mit größerem Gefälle; es erscheint als eine neue, eingesenkte Form, die von unten her in den

breiten oberen Trog eingegriffen hat. Daher sind Groß- und Kleinendtal die obersten, noch erhaltenen Glieder eines Talsystems, des Hochtalsystems, das im Maltatal nur in Resten seiner Gehänge, selten mit dem Talboden selbst erhalten ist. Rölbrein- und Wachtelkartrog sind kurze Nebentäler des Hochtalsystems, obere Tröge.

Die Reste der Maltatalterrasse sind die Spuren eines alten Talsystems mit geringem Gefälle; denn während der heutige Tallauf 600 m Höhenunterschied überwindet, hat die Maltatalterrasse 150 m Gefälle. Das alte Tal, d. i. das Hochtal, war sehr breit; seine sanfte Rundung geht nach oben allmählich in immer steileres Gefälle über. Es ist in das alte Hochtal eine neue, aus Becken und Schluchten bestehende Trogschlucht eingesenkt, deren relative Tiefe sich bis auf 250 m am Ende bei der Schönaustufe steigert.

Ober der Gmündner Hütte geht von der Hammerleit-schneid zum Dürriegel ein Querriegel durch das Tal, der mit der 250 m hohen Schönaustufe zusammenfällt. An dieser ändert sich die Beschaffenheit des Tales, denn im oberen Abschnitte ist eine enge untere Trogschlucht und darüber die breite Maltatalterrasse, im unteren Teil ist ein breiter unterer Taltrog mit schmalen Trogschultern vorhanden. Diese Trogschultern sind Gehängestücke mit sanftem Gefälle: Annemannalm 1600 m, Straneralm 1650 m, zwischen Unterwinkler- und Falleralm 1400 m, untere Melnikalm 1400 m. In dieses Trogschulterniveau ist der untere Trog des Tales eingesenkt. Es fragt sich nun, in welchem Verhältnisse diese Trogschultern zur Maltatalterrasse stehen. Der letzte Rest der Maltatalterrasse über der Schönaustufe setzt gegen den obersten Trogschulterrest bei der Annemannalm mit 200 m Höhenunterschied ab, ohne daß ein Übergang der Trogränder oder Trogwände vorhanden wäre. Es ist daher wahrscheinlich, daß die

Schönaustufe bereits im alten Talboden vorhanden war. Die Schönaustufe ist, weil der untere Trog und jener oberhalb nicht in einander fortsetzen und weil der untere Trog in der Stufe aufzugehen scheint, eine undeutlich gewordene Trogschlufstufe.

Dieselbe Beobachtung ist auch in anderen Tälern zu machen. So senkt sich im Obersulzbachtal der Trogrand von der Wimmelpe zur Hochalm auf eine Horizontalentfernung von 3 km um $135^{0}/_{00}$ (der heutige Talboden um $150^{0}/_{00}$). Die Trogränder verlaufen in einem gegen den oberen und unteren Teil des Tales sehr steilem Gefälle über die Kampriesenstufe herab. Diese Stufe war also schon vorzeitlich angelegt, da die Flächen über dem Trog die Reste eines alten, viel höheren Tales sind.

Im Maltatal sehen wir also ein Hochtal, dem der Trog des Glendtales und die Maltatalterrasse angehört. Von der Vereinigung der Glendtäler an ist in dieses Hochtal das jüngere Talsystem eingeschnitten, das unter der Schönaustufe breit trogartig wird (60). Über diesen Tälern ziehen die Reste jener Alpenoberfläche durch, welche dem Firnfeldniveau angehört; dazu sind zu rechnen die Firnfelder des Großelendkeeses, Kälberspitzkeeses, Plesnikkeeses in 2600 m, das Durchgangskar des Schwarzhornsees in 2650 m, die Berebnung der Brunnkarterrasse in 2300–2400 m, die Großkare von Kölbrein 2200 m, Wasselkar 2200 m, Preimelkar 2000 m, Hochalmkar 1900 m. Mit sehr gleichmäßigem und sehr geringem Gefälle ziehen diese Flächen durch das Maltatal hinaus und finden in den Gurktaler Alpen ihre Fortsetzung. Die jüngeren Talsysteme haben ein stärkeres Gefälle, je jünger sie sind.

Ähnliche Gestaltungen finden wir auch in den anderen Tälern der Hochalmspitzgruppe (61). So ist das Seebachtal das Muster eines ungestuften Tales mit

schönen Trogschultern, über welchen auf der Nordseite Kare, auf der Südseite steile Quellmulden und Trichter liegen. Die Trograndhöhe sinkt vom innersten Graben aus 2350 m Höhe bis zur Neptschnigalm auf 1550 m Höhe herab. Die U-Form des Troges wird ganz durch Schutthalden verursacht.

Besonders schön sind Trogrand, Trogschulter und Trogschluß im obersten Gößgraben entwickelt. Mit einem scharfen Rand fällt die flache Trogplatte, auf der die Gießener Hütte steht, in über 400 m tiefem Absturz in den Trogschluß ab. Der hier empfangende Trog ist eng. Die Trogschulter fällt vom Gößbichl (1900 m) gegen die Kohlmaier Alm auf 1600—1700 m Höhe ab. Dann folgt im Tal die Zwillingsfallstufe, an der die schmale Trogschlucht abbricht, und 200 m tiefer beginnt ein breites Trogtal, dessen Schulter in zirka 1650 m Höhe beginnt. Das Verhältnis dieses Trograndes zur Schulter des oberen Troges ist nicht sicher zu stellen. Wahrscheinlich war auch hier eine Stufe im alten Tal vorhanden. Dann wäre es eine Trogschlußstufe. Zum Firnfeldniveau gehören das hohe Gößkar (unterer Rand 2400 m), Tullnockkar (2200 m), Sommeralm (2000 m) usw.

Ähnlich liegt die Sache im Mallnigtal. Ein schmaler unterer Trog zieht von Mallnig aufwärts und hat seinen Trogschluß unter der Jamniger Alm. Das ist der untere, in das Hochtalsystem eingesenkte Trogschluß. Die Jamniger Alm steckt am Unterrande einer weiten, flachen Mulde, die zum Hochtalsystem gehört. Über diesem Hochtale liegen die sanften Hänge, die Mulden, die kleinen Täler des Firnfeldniveaus; dazu gehören die Gehängeverflachungen bei der Gräpelle, der Läserzen, der Woisken.

Das Dößener Tal ist das Beispiel eines kurzen, über dem Haupttal hängenden Nebentales (S. 54). Es ist

ein typisches Stufental. Im innersten Talgrunde ist die Seealm eine ausgedehnte Verebnung im Firnfeldniveau, im Mittel 2600 m hoch und morphologisch dem Karboden des hohen Göffkares entsprechend. In einer 100—150 m hohen Wandflucht bricht die schutt- und schneebedeckte Seealm zum Döffener See ab (Fig. 42). Die Fortsetzung des Firnfeldniveaus liegt in den 2700 m hohen Ebenheiten unter der Döffener Spitze, die schon zum Rapponiggraben gehören. Von den Stufen des Döffener Tales war bereits die Rede (Fig. 19, S. 54). In der Stufe unter dem Döffener See schließen sich die Trogschultern beiderseits des Beckens „Auf der Lacken“ einwandfrei zum unteren Trogschluß zusammen. Für den Trogschluß des Döffener Sees ist die Seealm, also das Firnfeldniveau, die Trogschulter; dieser Trogschluß ist nur auf der Nordseite vorhanden. Die Eggeralmstufe (Trogschlußstufe) zerlegt das Döffener Tal in zwei ganz verschiedene Abschnitte: Oben ein flacher, unten ein breiter, tiefer Trogabchnitt. Der Hochtalboden, der mit dem Becken des Döffener Sees beginnt, hat oberhalb 83⁰/₀₀, über der Stufe 250⁰/₀₀, unterhalb 150⁰/₀₀ Neigung; er macht die Stufe bereits mit. Unter der Eggeralmstufe ist der Trog mächtig eingetieft; die Trogwände sind zirka 400 m hoch, die Trogschultern sind sehr steil und nur in einzelnen Resten erhalten. Ober der Eggeralmstufe ist der Trog flacher, die Trogwände kaum 200 m hoch und weniger steil, der Trogrand ist gut zu erkennen.

Ähnliche Gliederungen der Landschaft haben wir auch in anderen Gebieten. Die Verhältnisse in der Sonnblückergruppe wurden bereits früher angeschnitten, als das Firnfeldniveau des Wurtentees erwähnt wurde. Diesem entspricht auf der Nordseite des Hauptkammes der Boden des Vogelmaier-Ochsenkarkees in 2650—2750 m Höhe.

Darunter liegt die Stufe des Grupetenkeeses, das einen oberen Trogschluß verhüllt. Und dann folgt in 2450—2500 m Höhe die Ebenheit des Goldberggletschers, die wohl schon zum Hochtal gehört.

Wir betrachten nun die Verhältnisse im Gschlöß (Benedigergruppe). Da hat man eine vortreffliche Verbreitung des Firnfeldniveaus: Verflachung unmittelbar südlich unter dem Felbertauern in 2400 m Höhe; Karboden des Dichten-sees in 2400—2500 m Höhe; unter dem Resbelackees in 2470 m Höhe; Innergschlößalm in 2500 m Höhe; Bilt-ragenkees (besonders im nördlichen Biltragenkees) in 2600—2300 m Höhe; im Schlatenkees die weiten, gegen den Benediger ansteigenden Firnflächen von 3000—3400 m; die ebenfalls flach geneigten Firnböden zwischen dem Hohen Zaun und der Kristallwand in 3000—3200 m Höhe; die Verflachungen des Karkeeses und Knorrkeeses in 2700 m Höhe; der Gletscher südöstlich unter dem Wildenkogel in 2660—2800 m Höhe.

Das Firnfeldniveau steigt gegen das Innere der Benedigergruppe in die Höhe. Das kann eine ursprüngliche Anlage sein, kann aber auch durch eine spätere Aufwölbung erreicht worden sein.

In die flachen Böden des Firnfeldniveaus ist das Hochtalssystem eingesenkt. Unter den Felbertauern liegt der prächtig erhaltene Rest dieses Systemes in dem frei in die Luft hinaus, mit einer hohen Stufe ins Gschlöß endenden Tal des Lauernbaches von 2140—2000 m, dessen geringes Gefälle nach unten plötzlich in die erwähnte Stufe abbricht, während es nach oben durch einen Steilhang gegen das Firnfeldniveau abgeschlossen ist. Unter dem Kar des Dichten-sees liegt, durch einen trogartigen Schluß gegen oben begrenzt, das Hochtalstück mit der Höhenzahl 2132 der Karte des D. O. U. B., nach unten durch die Steil-

hänge zum Gschlößboden abgeschlossen. Unter dem Firnfeldniveau des Resbelachkeeses findet sich ein Stück des Hochtalsystems, mit karartigem Schluß, in dem der Kleine See P. 2161 der Karte des D. O. U. B. liegt. Das Firnfeldniveau des nördlichen Biltragenkeeses stürzt mit steilen Felswänden gegen das Hochtalsystem ab (um 2400 m), in dem das Biltragenkees herabfließt.

Sehr schön ist das Hochtalsystem im Schlatenkees (Fig. 43) vertreten. Da liegen, nach oben durch Eisbrüche abgetrennt, die flachen Teile des Gletschers in 2600—2300 m Höhe und erst unter ihnen erstreckt sich der furchtbar zerborstene Abschwung der Zunge des Eisstromes. In dem südlichen, gegen die Krystallwand aufsteigenden Ast des Gletschers steigt die Hochtalsohle bis über 2500 m auf und darüber liegen die herrlich funkelnden Eisbrüche, die den Abbruch unter dem Firnfeldniveau des Hohen Zaun und der Krystallwand darstellen. Wenn man den vorderen Kesseltopf von Gschlöß aus betrachtet (Fig. 43), dann sieht man knapp unter den Schroffen des Grates eine Einkerbung in etwa 2700 m Höhe; das flachere Gehängestück unter dieser Einkerbung ist ein Vertreter des Firnfeldniveaus. Dann steigt der Hang gleichmäßig ab und verflacht sich erst in den ebenen Teil des Schlatenkeeses hinein, derartig in das Hochtalsystem übergehend. Das Äquivalent des Hochtalsbodens ist auf der anderen Seite des Schlatenkeeses der Salzboden und seine Fortsetzung gletscheraufwärts — von 2200 m bis über 2500 m die flachgeneigten Teile des Gletschers begleitend. Die Leiste des Salzbodens ist zugleich das Hochtal für des Firnfeldniveau des Karkeeses und des Knorkeeses.

Wenn wir die Höhendifferenzen zwischen Firnfeldniveau und Hochtalsystem im Gschlöß überschauen, so sehen wir, daß sie in der nördlichen Umrahmung 300—400 m, am Schlatenkees zirka 600 m, unter dem Kamm vom Löbbentörl zum Wilden Rogel 500 m betragen.

Genau dieselben Verhältnisse hat man auch sonst in der Benedigergruppe. Erwähnt sei nur das 2900—2500 m hohe Firnfeldniveau des Obersulzbachkeeses (z. B. Bleidächer, Zwischenulzbachtörl). Noch schöner sind die Verhältnisse im Frosnigtal, wo „Auf der Löbben“ (um 2600 m) und in derselben Höhe und auch darüber im Frosnigtees das Firnfeldniveau liegt. Das Hochtalsystem setzt in über 2100 m Höhe an, zeigt eine kleine Stufe, die es auf 2000 m Höhe herabführt. Dann folgt ein flaches Talstück, das durch die gewaltige Stufe von 1800 m auf 1200 m abgeschlossen wird.

Das führt uns wieder auf die Verhältnisse im Gschlöß. Unter dem Hochtalsystem soll der Richter'sche Trog liegen. Tatsächlich sehen wir das Schlatenkees in Eiskastaden gegen den Talboden von Innergschlöß über eine steile Stufe absteigen; dieser Talboden ist das dritte Talsystem. Eine kleine Stufe führt von dem 1800—1650 m hoch liegenden Boden von Gschlöß herab auf den Boden des Matreier Tauernhauses, der von 1530 m an sich langsam talauswärts senkt. Dann folgt schließlich die große Stufe, die, von der Proseckflamm durchrissen, das Tal von 1140 m auf 900 m, auf den Talboden von Matrei in Osttirol herabführt.

Erwähnt seien noch die Verhältnisse im Raunergrat. Im Lußbachtal bei Planggeros, das ein Trog ist, hat man einen ausgezeichneten Trogschluß, dessen Hinterwand von 2200—2500 m ansteigt. Darüber liegt ein Talstück, das vom Firnfeldniveau überhöht wird. Diese Verflachungen liegen im Planggerosferner über 2750 m. In ähnlichen Höhen liegen weite Firnverflachungen am Madatschferner unter den Wänden der Wagespize, im Schweikertferner unter der Rofelewand. Wer sich umsieht in den Bergen der inneren Ögtaler Alpen, wird überall dieselben Erscheinungen sehen.

Wir ziehen noch die Verhältnisse im Prebergebiete (Lungau) heran. Dem Firnsfeldniveau gehören an die sehr ausgeprägte Verebnung am Prebertörl (über 2150 m), die Karböden des Preberkessels (über 2000 m) und der Kare, die gegen den Preber- und Kantengraben sich öffnen. Im Prebergraben gehört zum Hochtal das flach absteigende, breite U-förmige Tal, das unter dem Firnsfeldniveau des Törl mit einem Trogschluß beginnt und unter 1900 m mit einer nicht sehr ausgeprägten Stufe endet. Unter der Stufe liegt das jüngere Tal, das mit gleichem Gefälle in die Krakau hinausführt. Alle anderen dahin mündenden Täler münden auch ohne Stufe in die Talung der Krakau, wo der Hauptbach tief eingegraben ist. Der Boden der Krakau liegt als Stufe etwa 2500 m über Seebach. Wir sehen hier folgendes: Die jugendliche Talvertiefung ist in zwei Zeiten vor sich gegangen; die erste Vertiefung schuf den etwa 1200 m hohen Boden der Krakau und die bis zu den Hochtälern zurückgreifenden Seitengräben; dann erfolgte neuerdings ein Einschneiden des fließenden Wassers, das von unten her aufwärts schritt, weiter unten die Täler ausräumte, aber nicht mehr bis zum Boden von Krakau vordrängen konnte, so daß dieser als Stufe über Seebach liegt.

Sehr schön sind die alten Landschaften in den Seltkauer Tauern zu sehen. So z. B. im Leitschachgraben. In dem großen Talzirkus, der vom Sonntagkogel, dem Großen und Kleinen Griefstein und dem Knaudachkogel umrahmt wird, macht das Tal einen Trogschluß, dessen oberer Rand bei 1800—1900 m liegt. Darüber folgt eine schmale Zone von ganz verflachten Gehängen. Diese Zone, die halbkreisförmig unter den Gipfeln liegt, zieht als deutliche Leiste talauswärts mit einem ganz schwachen Gefälle, während der jetzt aktive Graben steil absteigt.

Auf der anderen Seite des Griessteins, im Ramm um die Möderingalpe liegt die Verflachung des Firnfeldniveaus auch in 1900—2000 m. Aus der Fortsetzung dieser Verflachung ist, wenn wir sie uns über das trogartig eingeschnittene Tal verlängert denken, der eigenartige Talberg der Königin (1965 m) herausgeschnitten. Mit den genannten Höhen stimmen die anderen hohen Verflachungen überein; so haben z. B. in der Rosensteingruppe die Ursprungskare eine Lage von 2000 m Höhe.

Wir sehen überall in der Ankogel-Hochalmspizgruppe (62) in das Firnfeldniveau die oberen Tröge eingesenkt, deren Boden die Hochtalsohle ist. In das Hochtalsystem sind die unteren Tröge eingetieft. Es ist niemals ein Übergang der Hochtalsohle, deren Fortsetzung die Schultern der unteren Tröge sind (= Maltatalterrasse), in das Firnfeldniveau zu sehen. Die oberen Trogschlüsse liegen zwischen 2300 und 2500 m Höhe. Die Form der oberen Tröge ist breit U-förmig und das, was man Trogschulter nennen könnte, ist das Firnfeldniveau. Die oberen Tröge sind nur im innersten Teile von großen Tälern erhalten, sonst gibt es von ihnen nur Gehänge- und Talbodenreste.

In dieses Hochtalsystem sind die unteren Taltröge eingeschnitten, deren Sohle, wenn sie nicht verschüttet ist, von der heutigen Talsohle gebildet wird. In kurzen Tälern rücken die Schlüsse der beiden Talsysteme nahe aneinander. Im Seebach- und Anlaustal scheinen sie einander so nahe zu kommen, daß sie sich gegenseitig zerstört haben.

Die Tröge können durch Gletscherschurf allein nicht ausreichend erklärt werden. Schon das Vorhandensein mehrerer Trogschlüsse übereinander muß an dem Gletscherschurf Zweifel erregen. Auch liegen die Trogschlüsse nicht zentral in dem umgebenden Firngebiete (S. 72). Die Tröge machen auch vielfach den Eindruck von Flußwerk.

Im Hinblick auf die Verhältnisse der Ankogel-Hochalmspitzgruppe kann man sich die Entstehung der Täler in folgender Weise vorstellen. Vor der Eiszeit wurde durch Einschneiden der fließenden Wässer aus der alten Oberfläche des Firnfeldniveaus das Hochtalssystem geschaffen. Nachdem dieses System längere Zeit das Talneß war, erfolgte ein neuerliches Einschneiden des fließenden Wassers, doch reichte dieses Einschneiden nicht bis in die Talschlüffe zurück, sondern die von unten her sich eingrabenden Wässer schoben ihre Talschlüffe langsam nach rückwärts, ohne daß die Talschlüffe des Hochtalssystemes erreicht wurden. In diesem jungen Talsystem gab es Stufen, also Ungleichmäßigkeiten im Gefälle.

Dann kam die erste große Vereisung der Alpen. Durch sie wurden die Täler umgeformt, die scharfkantigen Formen der Flußarbeit wurden durch das Eis geglättet und gerundet. In der Zwischenzeit erfolgte ein neuerliches Einschneiden des Wassers, wieder eine Tieferlegung der Flußgerinne. Dann kam die zweite große Eiszeit, die neuerlich die Täler umformte. Es sind also die Täler durch das fließende Wasser angelegt, aber durch Eis überformt worden, wobei sie die gerundeten Formen erhielten.

Die Anlage der Trogtäler ist daher durch das fließende Wasser geschehen und erst dann erfolgte ihre Umformung durch das Eis.

Die neuerdings verlautbarte Meinung (103), Tröge gebe es nur in jenen Teilen der Alpen, die während der eiszeitlichen Bergletscherung in Hebung waren, schreibt den Gletschern nur die durch die Höferschaltung des Gebirges verursachte Talvertiefung zu. Zweierlei Überlegungen stürzen diese Meinung.

Erstens ist es nicht einzusehen, warum die Gletscher in ein hebendes Land einschneiden müssen.

Und zweitens ist es unwahrscheinlich, daß man mit drei Talsystemen — Firnfeldniveau, Hochtal, Richter'scher Trog — das Auslangen findet. Wenn wir die früher gegebenen Beispiele betrachten (die Stufen des Döffener Tales und des Mallnigbaches bis Oberveillac, die Stufen vom Schlattenkees bis Matrei in Osttirol), so sehen wir, daß man viel mehr Eintiefungen hat als die drei in der Hochalmspizgruppe angenommenen. Jeder Talstufe entspricht eine Hebung, deren Gesamtzahl erst festzustellen wäre. Wenn ein Talboden oder auch mehrere wirklich eiszeitlicher Entstehung wären, so könnten es nur die untersten sein — also z. B. das Tal von Matrei in Osttirol abwärts. Die höheren Talböden wird man im Vergleich mit der später zu erörternden Taltreppe am Ostrande der Alpen in die Grazer Bucht als voreiszeitlich betrachten müssen.

Es ist das Firnfeldniveau (= alte Gebirgsoberfläche, siehe später), die älteste, feststellbare gute Oberfläche. Sie ist älter, als das Einschneiden des fließenden Wassers, welches die Hochtalsohle schuf. Dabei erscheinen die Kare als die obersten Enden einer einst durch Wasser geschaffenen Oberfläche der Alpen, aus jener fernen Zeit stammend, da die Alpen einst ein Hügelland und niedriges Bergland waren.

Von größter Wichtigkeit für die ganze Frage ist der Nachweis, daß der Trogrand des Richter'schen Troges in den Tauerntälern Anschlüsse an Berebnungen des Salzachtales findet (63). Im oberen Salzachtale finden sich Verflachungen der Gehänge, welche durch einst in hohen Lagern verlaufende Flüsse geschaffen wurden. So liegt z. B. unter dem Rabenkopf, dem nördlichen Eispfeiler zwischen Krimmler- und Oberfulzbachtal, eine ausgedehnte, talabwärts geneigte Terrasse in 1400—1600 m Höhe. Oder links und rechts des Dirnbaches bei Neufkirchen liegen Terrassen in 1200—1150 m Höhe.

Einige Zahlen werden die Verhältnisse der Trograndhöhen (T) zu den Berebnungen (E) zeigen:

Krimmler Aemental		Oberfulzbachtal	
Steinfar Spitze	T-2200	Türkische Zellstadt	T-2350
Rainbachmündung	T-2000-1900	Filzwaldalm	T-2200
Ober den Krimmler		Poschalm	T-1900
Fällen	T-1800-1700	Sochalm	T-1500
Walb i. Salzachtal	E-1400-1300	Walb i. Salzachtal	E-1400-1300
Sollersbachgraben		Kapruner Tal	
Trogschluß	T-2450	Orglerhütte	T-2300
Kragenbergsee	T-2350	Breitriesenalm	T-1400
Säulabugraben	T-1900-1800	Wildedkopf	T-1200-1300
Salzachtal	E-1200	Salzachtal	E-1050

Es sehen also die Trogränder in Berebnungen fort, die Spuren eines alten, heute hochliegenden Talneges sind. Der Trog kann nicht vom Eis geschaffen worden sein, denn sonst müßte man einen bis zur Schliffgrenze heranreichenden, die ganze Talbreite ausfüllenden Trog erwarten — die Tröge sind aber schmal. Es liegt der Gedanke nahe, den Trogschluß als Endpunkt eines rückschreitenden Tiefenschurfes des Wassers aufzufassen, der vor der Eiszeit geschah.

Der rückweise begonnene, talaufwärts emporschreitende Tiefenschurf pflanzt sich in die Seitentäler fort. Es entstehen, nachdem der Gefällsbruch, der im Haupttal die Vertiefung nach oben begrenzt, die Mündung der Seitentäler passiert hat, dort auch Gefällsbrüche. Das können Stufenmündungen sein, wenn der Tiefenschurf im Haupttale genügend stark ist. Beim Weiterwandern der Vertiefung wandert die Stufe talaufwärts und gelangt schließlich fast bis in den Talschluß. Dort hat man dann ein altes breites Tal und eine darin eingegrabene schmale Rinne, deren steiler, halbkreisartiger Talschluß die langsam talaufwärts gewanderte Stufe ist.

Für die Auffassung der Trogschlüsse als Werk des fließenden Wassers spricht besonders noch ein Umstand.

Über den Trögen liegen die Firnfelder; diese haben im Gebiete, wo die Bergkämme heraussteigen, ein Relief von flachen Höhenunterschieden; sie sind aber von dem heutigen Tiefenschurf des Wassers noch nicht erreicht, weil dieser noch an der Zerschneidung der Stufen und Trogschlüsse und Tröge zu arbeiten hat. In das Firnfeldniveau sind die Trogtäler eingetieft genau in derselben Weise, wie am Ostrande der Zentralalpen in eine Oberfläche von geringen Höhendifferenzen Talneze eingetieft sind, die in diesem stets unvergletschert gewesenen Gebiete durch das Wasser eingegraben wurden. Aus der Gleichheit der Verhältnisse werden wir auf die Entstehung der Tröge durch fließendes Wasser schließen, nur sind die Täler, die uns heute als Tröge entgentreten, durch das Eis in ihre Form gebracht worden.

Die Gletscherwirkung, der Gletscherschurf als formengebende Kraft ist viel geringer, als man noch vor kurzer Zeit angenommen hat (102). Das geht ganz besonders klar aus der Tatsache hervor, daß die angebliche eiszeitliche Talvertiefung in den einst vergletschert gewesenen Gebieten gar keine grundsätzliche Verschiedenheit gegenüber den unvergletschert gewesenen Tälern hat; das zeigen z. B. die Täler der nördlichen Kalkalpen.

Die Schurfkraft der Gletscher ist daher relativ klein. So hat z. B. im Inntal das mehr als 1000 m dicke Eis der letzten Eiszeit nicht vermocht, die Schotter der sogenannten Inntalterraße (beiläufig von Innsbruck abwärts) und die Höttinger Brekzie auszuräumen.

Mit ausreichender Wahrscheinlichkeit läßt sich der Gletscherschurf nur in dem Ausmaße annehmen, als sie jene rückläufigen, eingetieften Felsbecken, Karböden, die Unebenheiten des Firnfeldniveaus ebenso wie die Rundhöcker schuf, kurz jene Landschaft von Buckeln und Mulden, die wir so oft vor den jetzigen Gletscherenden sehen.

Diese kleine Umformung durch das Eis verleiht der Landschaft ein eigenartiges Gepräge. Wenn wir die unvergletschert gewesenen Gebiete mit den hochalpinen Landschaften vergleichen, so erkennen wir zwar in der großen Anlage der letzteren die ursprünglich durch das fließende Wasser angelegten Formen, wir erkennen aber auch überall die Verschärfung des Reliefs durch die stärker hervortretenden Knickungen: in den Karen, am Oberrande des Firnfeldniveaus, in den Talstufen, Trögen.

Erfassen wir die Ursache! Sie kann nur in der Eigenschaft der Gletscher liegen, bereits bestehende Ungleichmäßigkeiten des Talgefälles, der Gehänge zu verstärken, sie auszubauen.

Die Wirkung der eiszeitlichen Gletscher beschränkt sich sozusagen auf ausgestaltende Kleinarbeit; sie schafft im Grunde genommen nur die Verzierungen in den vom Wasser geschaffenen Großformen der Täler und der Berge.

Wenn wir in hochalpinen Tälern mehrere ineinander geschachtelte Talsysteme erkennen können, so ergibt sich eine wichtige Folgerung: Die Alpen können nicht mit einem Schlage ihre heutige Höhe erlangt haben.

Auf einer flachen Schwelle bildet sich ein flaches Talsystem aus, für welches die vor der Schwelle liegende Ebene der Nullpunkt (Erosionsbasis) ist. Wenn die Schwelle gehoben wird, die Lage des Nullpunktes aber gleich bleibt, so werden, da das Gefälle der Schwelle größer wird, die Täler eingegraben. In die alten Täler tiefen sich von unten her hereinfressende jüngere Täler ein, die steiler sind, da sie den neuen, größeren Höhen angepaßt sind.

Dieser Fall liegt in den ineinander geschachtelten Tälern in den Alpen vor. Daher kommen wir zur großen Frage: Sind die Formen der Alpen durch eine

einheitliche Erhebung und nur einen Tiefenschurf zu erklären? Wir werden die Frage mit Nein beantworten müssen.

Es sind mehrere Zeiten der Talvertiefung, daher mehrere ungleich alte Oberflächensysteme vorhanden (64). Eine so große Unterbrechung der Zeiten des Tiefenschurfes wie in den Alpen kann nur durch Verschiebung der Höhenlage erzwungen werden.

Die Alpen sind schwer gestörtes, gefaltetes, überschobenes Land. Wir dürfen uns nicht vorstellen, daß sie nach der Faltung bereits die heutige Höhe hatten. Für die Höhenlage eines Gebirges sind außer der Gebirgsbildung durch Faltung, Überschiebung noch andere Umstände in Betracht zu ziehen, Hebungen oder — vorsichtiger ausgedrückt — Höherstellungen des Gebirges. Wir werden also zwischen der Hauptfaltung des Gebirges und seinen späteren, im wesentlichen senkrechten Bewegungen zu unterscheiden haben.

Der Ausdruck „Höherstellung“ — nebenbei bemerkt: eine ebenso unschöne wie ungewöhnliche Wortbildung, für welche ich die Verantwortung wegen des Sinnes übernehme — wird gebraucht, weil er über die Art der Bewegung nichts aussagt. Hebung würde eine Höherstellung rein im radialen Sinne bedeuten. Höherstellung des Alpenkörpers aber sagt nur, daß das Gebirge in eine höhere Lage zum Meerespiegel kam, ohne die Vorstellung zu erregen, daß diese höhere Lage durch eine radiale — Hebung — oder tangentielle — Faltung — Bewegung oder durch eine Kombination beider erreicht wurde. Der Ausdruck „Höherstellung“ ist daher neutral. Im übrigen wird auf die Frage nach der Ursache der Höherstellung später noch kurz eingegangen.

Aus der Rekonstruktion von Faltenbildern der nördlichen Kalkalpen (Fig. 31) müßte man schließen, daß

sie mindestens 2000—3000 m höher waren als heute. Wenn wir diese Annahme machen, daß die Kalkalpen, überhaupt die Alpen, einst um einen großen Betrag höher waren als heute, so hätten wir bei der heute vorliegenden tiefen Zertalung wesentlich breitere Talsysteme und weiter auseinander gerückte Kammlinien zu erwarten. Denn ein Gebirge kann nicht dasselbe Relief zeigen, wenn es aus einem 3—4 km oder doppelt so dicken Wulst herausgeschnitten ist; der Wasser-Tiefenschurf verbreitet ja im Vereine mit der Abspülung die Furchen. Daher dürften wir nicht Täler vor uns haben, welche steile Hänge haben. Da wir aber solche Täler haben, so müssen wir schließen, daß die Nördlichen Kalkalpen — die Alpen überhaupt — im Vergleich zu den Ebenen der Umgebung niemals höher gewesen sind als heute.

Es ist also festzuhalten, daß die Ergänzung der einstigen Oberfläche des Gebirges aus den ergänzten Falten unrichtig ist und zu Übertreibungen führt. Man bekommt zu hohe Werte, weil die Abtragung, die mit jeder Höherhaltung verbunden ist, unberücksichtigt bleibt.

Da wir nun mehrere Talsysteme ineinandergeschachtelt vor uns sehen, so werden wir schließen müssen, daß die Alpen eine Reihe von „Höherhaltungen“ mitgemacht haben. Wir denken uns die Sache in folgender Weise: Die erste Erhebung ruft ein Talneß ins Leben, das der geringen Höhe des „gehobenen“ Wulstes angepaßt war, also flache Formen bei geringen relativen Höhendifferenzen hatte (Firnsfeldniveau). Eine zweite Erhebung verursachte dann das Einschneiden eines Talsystems, das schon Höhenunterschiede von größerem Werte zeigte (Hochtalsystem). Und weitere Hebungen verursachen immer neuerliches Einschneiden der Gewässer; denn es ist klar, daß das fließende Wasser in dem Augenblick einzuschneiden beginnt, da der Körper, in den es bereits Rinnen ausgegraben

hat, im Vergleich zu den Ebenen der Umgebung höher gestellt wird. Das fließende Wasser versucht immer, eine zuerst gleichmäßig, dann rasch aufsteigende Kurve herzustellen. Wenn diese Kurve durch eine Hebung versteilt wird, so muß das Wasser einschneiden.

Die Gehängeleisten und Verebnungen in den Tälern sind als die Spuren einstiger Talläufe anzusehen. Es fällt die große Breite der alten Talböden auf (65). Es ist denkbar, aber wenig wahrscheinlich, daß die große Breite der alten Talböden derart zu erklären wäre, daß nicht ein breites Tal, sondern eine Reihe von parallel gehenden, durch flache Rücken getrennte Rinnen vorhanden waren (Fig. 18). — Es wurde ja schon bemerkt, daß sich die hohen Niveaus der alten Talböden und Verebnungen nicht auf das heutige Gebirge, sondern auf ein Bergland mit geringen relativen Höhen beziehen.

Die Erscheinung der alten hohen Talböden und Gesimse ist in allen Tälern verbreitet. Trotz ihrer Häufigkeit sind sie schwierig durchzuverfolgen. Denn es sind ja meistens nur alte Gehängestücke, nicht die alten Gerinne erhalten; daher ergibt sich eine bedeutende Ungenauigkeit in der Bestimmung der alten Talbodenhöhen und es können auch falsche Parallelisierungen der Böden in benachbarten Tälern stattfinden. Überdies wird noch eine Unsicherheit in die ganze Sache dadurch hineingetragen, daß spätere tektonische Veränderungen eine verschiedene Höhenstellung ursprünglich gleich hoher Talböden hervorbringen.

Aus diesem Grunde ist die Verfolgung einer Reihe von Verebnungen aus einer Gebirgsgruppe in die benachbarte recht schwierig und oft gezwungen. Das ist nicht zu verwundern, da wohl bis in die jüngste Zeit mit Hebungen, Senkungen und Verbiegungen zu rechnen ist; diese verhindern ein schematisches Durchverfolgen der einzelnen Stufen. Jede

Berggruppe hat sozusagen ihr eigenes Einschneidesystem, das sich mit dem benachbarten nicht in vollem Einklang befindet (107).

Ein Beispiel wird das zeigen. Das Firnfeldniveau liegt in der Glocknergruppe zwischen 2800 und 3100 m, in der Benedigergruppe steigt es bis auf 3400 m auf. Das läßt auf verschieden starke Höferschaltung schließen.

Denselben Schluß wird man ziehen, wenn man in der Hochalmspitzgruppe das wohlentwickelteste System Firnfeldniveau—Hochtalsystem—System des Richter'schen Troges sieht und beobachtet, daß die Systeme unter dem Firnfeldniveau in den Gurktaler Alpen nicht gut entwickelt sind und tiefere Talleisten — dem Firnfeldniveau gegenüber — nicht so große Abstände zeigen wie in der Hochalmspitzgruppe.

Daher kommen wir zum Schluß, daß die einzelnen Gebiete in den Alpen in verschiedenem Maße höher geschaltet wurden.

Wenn wir im Firnfeldniveau (= alte Gebirgsoberfläche, siehe später) die oberste sicher feststellbare Oberfläche erkennen, so ist es klar, daß dieses flache Relief aus einem andern entstanden sein muß. Es muß eine Uroberfläche vorhanden gewesen sein. Nun könnte man denken, daß diese Uroberfläche eine aus der Abtragung der Falten zu rekonstruierende Oberfläche wäre. Die folgenden Zahlen werden das widerlegen, sie geben aber auch eine Vorstellung von der Größe der gebirgsbildenden Kräfte. Es wurde versucht (66), aus den heutigen Störungsbildern die Höhenlage des roten Ammonitenkalkes des Oberjura in Südosttirol zu rekonstruieren. Er nimmt auf einem Schnitt von der Aftagruppe zur oberitalienischen Ebene folgende Höhenstellungen ein: Aftagruppe — 5500 m; Brocconeplateau — 1500 m; Coppologipfel — 2000 m; Lamon — 100 m; Col

di Zan — 700 m; Ursiè — 200 m unter dem Meerespiegel; Grappa — 1750 m über dem Meerespiegel; Bassano — 1500 m unter dem Meerespiegel. Das tektonische Relief zeigt so gewaltige Unterschiede, daß es nicht die Uroberfläche gewesen sein kann; denn sonst wären die Alpen früher ein Himalayabau gewesen. Die Erkennung einer alten Oberfläche aus den Faltenbildern ist unmöglich, denn diese Falten sind nicht das Ergebnis einer Störungsphase, sondern, von mehreren gebirgsbildenden Zeiten.

Sicher ist es daher, daß die jetzige Oberfläche mit dem inneren Bau des Gebirges unvereinbar ist. Aus der Lage der Bauelemente ist auf mehrmalige Verstellung zu schließen. Es muß die Annahme gemacht werden, daß einmal, nämlich nach der ersten Gebirgsbildungsphase eine erste Oberfläche vorhanden gewesen sein muß. Von dieser Uroberfläche ist sicher nichts mehr vorhanden.

Wenn wir die Höhenlage des Oberflächen-systemes des Firnfeldniveaus ansehen, so könnten wir zur Vorstellung kommen, daß von einer noch älteren Oberfläche, einer „Uroberfläche“ nichts mehr da sein kann. Und doch gibt es für eine solche einen Anhaltspunkt. Das ist die Gipfelflur (67). Darunter versteht man die annähernde Gleichheit der Gipfelhöhen, die sich von jedem hochalpinen Gipfel aus dem Bergsteiger darbietet.

Die Ebene der Gipfelflur ist — sowie die ganzen Hochflächen-systeme — vom geologischen Bau unabhängig und wie diese eine Abtragungsebene.

Daß die Alpen einmal ein flacher Wulst waren, wird aus folgenden Gründen geschlossen: 1. Es besteht eine von der Gesteinsbeschaffenheit ziemlich weitgehend unabhängige Gleichheit der Gipfelhöhen, d. i. die Gipfelflur. 2. Es bestehen flache Hangstücke in der Gipfelregion. 3. Die großen strukturellen Züge des alpinen Gebirgsbaues sind orographisch bedeutungslos. 4. Die Gipfelzonen sind der Achse des

Gebirges parallel angeordnet. — Gewiß haben diese Gründe eine geringe Beweiskraft und es könnte die Gleichheit der Gipfelhöhen auch aus der ungefähr gleichen Kraft der Abtragung erklärt werden.

Aber es ist doch an der Gipfelflur etwas daran. Sie ist z. B. in der Adamellogruppe 3400—3500 m, in der Brenta-Gruppe 3000—3100 m, im Mendel-Gazza-Gebiete 1900—2100 m hoch. Es ist doch auffallend, daß die Höhenziffern der Gipfel in einer tektonischen Einheit sich im selben Niveau anordnen, entweder zu einer horizontalen oder geneigten Ebene oder zu einer Kuppel, und daß diese Gipfelflur einer tektonischen Einheit gegen eine tektonisch anders bedingte scharf absetzt. Aus dieser Gipfelflur wird geschlossen, daß die älteste erkennbare Spur einer Alpenoberfläche eine ziemlich vollständige Verebnung gewesen ist.

Die Gipfel also reichen bis an jene Fläche von unten her heran, welche einst Oberfläche gewesen ist. Denken wir uns daher eine Ebene so gelegt, daß sie den Gipfeln aufruht, so erhalten wir die älteste erkennbare Alpenoberfläche.

Nun liegt diese Alpenoberfläche in den einzelnen Gruppen verschieden hoch. Die Ursache ist in Verschiebungen im vertikalen Sinne gelegen, die zonenweise oder in „Schollen“ eingetreten sind in einer Zeit, die nach der Aktivität der Uroberfläche gewesen ist. In diesem Sinne ergibt die Abstufung der Gipfelflur das Maß der senkrechten Verstellung der Alpen durch jugendliche Störungen (Dislokationen).

Ein Beispiel wird dies zeigen. In der Benediger-Gruppe liegt die Gipfelflur zwischen 3300 und 3600 m. Östlich davon, in der Granatspitzgruppe ist sie auf 2900—3000 m herabgebogen, um in der Glocknergruppe wieder gewaltig anzusteigen. Vom Tauern-Hauptkamm gegegen das Salzachtal senkt sich die Gipfelflur. Wenn wir aber das Schiefer-

gebirge nördlich der Salzach betrachten, so sehen wir die Gipfelflur tief herabgeschaltet, auf ca. 2000 m. In den anstoßenden Kalkalpen liegt sie wieder auf 2400—2600 m. Jeder Streifen, der eine tektonische Einheit, also eine dem Gebirgsbau nach abgeschlossene, selbständige Masse ist, hat seine eigene Gipfelflur, die durch einen scharfen Schnitt von der benachbarten getrennt ist. Wir müssen annehmen, daß die heute verschieden hoch liegenden Gipfelfluren einmal eine Fläche waren. Wir schließen daher auf ihre spätere Verstellung.

In neuester Zeit wurde (98) die Gipfelflur als Großfaltenwurf, als Großsättel und Großmulden aufgefaßt, wodurch die Gebiete verschieden hoch emporgewölbt oder direkt eingemuldet wurden. Gebiete starker Hebung waren Hochgebirge geworden. Diese Ansicht setzt voraus, daß zwischen der Höhenlage der Gipfelflur und dem Grade des Hochgebirgscharakters eine Beziehung bestehe. Das ist aber nicht überall der Fall, denn es zeigen z. B. die vergletscherten Täler der Ötztaler Alpen viel weniger Steilheit als die nördlichen Seitenkämme; dasselbe ist der Fall beim Verhältnis der Pfunderer Berge zum Zillertaler Hauptkamm. Diese Verhältnisse sind einmal im Abstand von der Erosionsbasis, dann im Verhältnis der Höhe zur Breite der Masse begründet. Im Allgemeinen wird man in dem Höhenverhältnis der Gipfelflur eine Anlage des Gebirgsbaues sehen.

Das Vorhandensein von hohen Talböden in den Alpentälern ist schon seit langem bekannt. So sind z. B. im Linthtal sieben Böden übereinander nachgewiesen (68), von denen der höchste über 2400 m hoch liegt. Diese Erscheinung ist in den ganzen Schweizer Alpen vorhanden. Im Tessingebiete z. B. sind drei ineinandergeschachtete Talböden erkannt worden. — Ganz allgemein kann gesagt

werden, daß die Erforschung der alten Oberflächen der Schweiz noch weit hinter dem Stande zurücksteht, der in den Ostalpen erreicht ist.

Wir beginnen mit unserer Betrachtung der hohen Talböden der Ostalpen mitten in den Zentralalpen (69).

Wer über den Brennerpaß mit der Eisenbahn fährt, bekommt keinerlei Vorstellung von der Beschaffenheit des Gebietes. Man muß aus der Brennerfurche aufwärts steigen, um die Formen zu sehen, z. B. auf den Wolfendorn. Da sieht man über dem schmalen Paßtal eine breite Senke, die auf beiden Seiten vom Hochgebirge überragt wird. Über den steilen Hängen, welche das Paßtal begleiten, erhebt sich eine Reihe von sanft gewellten Rämmen — Grubenjoch, Geiertragen, Kreuzjoch, Steinacherjoch, Eggerjoch*) — eine in der Höhe von 2100—2350 m liegende, weitwellige, flache Landschaft, ein Hügelland als Aufsatz eines Berglandes.

Wir denken uns, die Täler seien nicht vorhanden, an ihrer Stelle seien auch nur ganz flache Hügel und Ebnungen. Wir denken uns also von einem der heutigen Rämme zum anderen eine hügelige Verbindung. Das ist die alte Gebirgs oberfläche, über die das heutige Hochgebirge als niedriges Bergland (größter relativer Höhenunterschied etwa 1000 m) aufragte (Fig. 32).

Diese flache Hügellandschaft folgt dem Silltal; so ist sie z. B. im Kamm des Patzscherkofels vorhanden, der gegen Osten zu in etwa 2400 m Höhe mit seiner Ebenheit scharf an den Hochgebirgsformen des Glungezer absetzt. Das ganze ist der Rest einer alten, heute hochgelegenen Landschaft, über welche das Hochgebirge nur wenig aufragt hat.

*) Abbildung in Z. D. Ge. U. B. 1920.

Wenn man nun versucht, die diesen Hochflächen entsprechenden Stücke geringerer Neigung in den Seitentälern aufzufinden, so gelingt das gut. Sieher gehören z. B. die zwischen dem Obernberger und Unternberger Tal bei Neustift gelegenen Verflachungen der Mahdlesböden. Verfolgt man diese Verflachungen weiter in das Tal hinein, so kommt man in das Niveau der Karböden und der Firnfelder — über der Dresdener Hütte z. B. die Verflachungen der Gletscher auf dem Weg zum Schaufeljoch oder zum Bildstöckeljoch; oder die Verflachung („Schliffbord“), auf dem die Nürnberger Hütte steht, wozu der mäßig geneigte Teil des Grüblerferners über 2600 m gehört. Hier sei nur nebenbei bemerkt, daß in den großen Firnbecken der Ögtaler Gletscher das Firnfeldniveau eine gewaltige Ausdehnung hat; angeführt seien das Firnbecken des Gepatschferners unter der Weißspitze und das fast ebene Feld des Mittelbergferners über der Braunschweiger Hütte.

Vom Brenner gegen Süden läßt sich die hohe Oberfläche über die Berge bei Sterzing, über den Rostkopf weiter verfolgen. Sie läßt sich in der breiten Senke des Jaufenpasses wiedererkennen, dessen weite Verflachung (2100—2400 m), die Richtung eines der breiten Täler dieser alten Alpenoberfläche angibt.

Zwischen dieser alten Oberfläche, die wir mit dem Firnfeldniveau in Verbindung bringen und die alte Gebirgs-oberfläche nennen wollen, und dem heutigen Tallauf ist aber noch ein Rest eines Tales vorhanden, ausgedrückt in Gefirsen, welche die Brennersenke als Felsterrassen begleiten. Über dem Brenner liegen die Terrassen der Stein- alpe und der Kerschbaumer Alpe, beide in 1740 m Höhe, auf der anderen Seite die Postalpe. An diese Terrassen schließt sich die Senke des Padauner Sattels an, die ein vollständig erhaltenes, jetzt inaktives Talstück ist, besonders bemerkenswert deswegen, weil seit seiner Aktivität die

Bäche, die von der Brennersenke und vom Balsertal her einschneiden, noch nicht imstande waren, das alte Tal unkenntlich zu machen. Dieses hohe, vom Brenner her kommende Tal ist über den Padauner Sattel in das Balser Tal gegangen und hat sich mit dem Obernberger Tal erst bei Stofflach vereinigt. Im Obernberger Tal ist dieses hohe Talniveau — wir können es das Hochtalsystem nennen — durch eine Reihe von breiten Felsterrassen markiert, die zwischen 1350 und 1450 m Höhe liegen (Nößlach, Jagl). Dasselbe ist der Fall im Stubaital; da gehören zum Hochtalsystem die flachen Gehänge der Froneben bei Vulpmes (1300 m), der Innermahd bei Neustift (1500 m), von Arnög bei Ranalt (1600 m) und nach einem Stufenanstieg die hohen Verflachungen der Gehänge über der Bfuchalm, nämlich die hohe Grubalm (2076 m) und Übeltal. — Wir sehen, daß die Reliefeenergie (d. i. der Abstand der mittleren Kammhöhe vom Tal) eine viel stärkere geworden ist, daß der Aufstieg der Täler viel steiler ist als bei der alten Gebirgsoberfläche, aber noch nicht so steil wie beim heutigen Talweg. Das Gebirge ist bereits auf dem Wege zum Hochgebirge.

Südlich vom Brenner ist dieses Hochtalsystem auch gut zu verfolgen. Über Schelleberg zieht eine breite Felsterrasse hin (z. B. P. 1630). Dazu gehören in der Gegend von Sterzing Gehängeverflachungen in 1400 m Höhe. Beim Braunhof (nordöstlich von Sterzing) liegen auf einer solchen Verflachung konglomerierte Schotter, die wohl der Rest einer Flußablagerung des Hochtalsystemes sind. Weiter lassen sich diese Talböden über Flaus bei Mauls, wo sie 1300 m hoch liegen, und in das Brigener Talbecken verfolgen. Vielleicht gehören dazu die Hochflächen um Rastelanth (Moosbichel, Laranzer Wald) und des Ritten.

In den südtiroler Dolomiten macht das Vorhandensein einer Gipfelflur die Annahme einer alten Ur-

oberfläche wahrscheinlich (70). In diesem herrlichen Gebirge wechseln harte Tafeln von Dolomit und Kalk mit weichen, leicht ausräumbaren Gesteinen, die z. T. Produkte eines triadischen Vulkanismus sind. Man kann wohl annehmen, daß auch in der alten Uroberfläche den harten Gesteinstafeln niedrige Rücken entsprochen haben, während die anderen Gesteine tiefere Zonen waren. Als nun die Uroberfläche durch das Einschneiden des fließenden Wassers zerstört wurde, sind gewiß die weicheren Gesteine zuerst tief ausgeräumt worden. Wie sich nun das Tiefschneiden des Wassers verlangsamte, sind die Gerinne an den schief gestellten Schichtflächen abgeglitten und sind gegen die Stirn der austreichenden Kalktafeln hingewandert; so wurden die Kalktafeln herauspräpariert und es wurde die erste Anlage zu der stoßförmigen Art der Dolomiten, die in den Grödener Dolomiten besonders ausgeprägt ist, geschaffen.

Der Uroberfläche kann man z. B. in der Sellagruppe die hohen Plateauflächen von 2800—2900 m Höhe zurechnen. Der alten Gebirgsoberfläche dagegen, die ja schon ein deutlich eingegrabenes Flußsystem hatte, gehören die hohen Verflachungen östlich und westlich der Sella zu, wie die 2000—2100 m hohen Flächen um den Campolongopaß, die 2200—2300 m hohen Flächen des Sellajochgebietes, die über 2000 m hoch liegenden, fast ebenen Flächen der Seiseralpe. Dieses Stadium der Landschaft werden wir im folgenden mit a bezeichnen, während die Uroberfläche mit dem Buchstaben x gekennzeichnet werden soll.

Bevor wir aber in dieser Erörterung weiterfahren, muß die jüngste Geschichte der Alpen kurz gestreift werden.

Die unsere Gebirge aufbauenden Gesteine stammen aus geologisch alten Zeiten, z. T. aus der Urzeit der Erde

(mehr als 200 Millionen Jahre zurückliegend), z. T. aus dem Altertum und Mittelalter unseres Planeten. Um welcher großen Zeiträume es sich handelt, kann man ersehen aus der seit der Triasformation verflossenen Zeit; dieser älteste Abschnitt des erdgeschichtlichen Mittelalters liegt etwa 50 Millionen Jahre zurück. Ein relativ kleiner Teil der alpinen Gesteine gehört in die Neuzeit der Erde und zwar in das Alttertiär.

Auf eine Altersgliederung der Gesteine einzugehen, ist hier nicht am Platz. Nur die Methode der Altersbestimmung sei erwähnt. Sie ist in der Tatsache begründet, daß die Gesteine eine desto mehr von der heutigen Tier- und Pflanzenwelt abweichende Lebewelt haben, je älter sie sind. So ist z. B. das Mittelalter der Erde die Zeit der Reptilienherrschaft, die Säugetiere spielen eine ganz untergeordnete Rolle. Die Altersgliederung auf Grund von Tier- und Pflanzenwelt gibt nur relative Werte — man kann nur sagen, die Schichte a ist älter als die Schichte b. Die oben gegebenen Zahlen beruhen auf noch etwas unsicheren Rechnungsergebnissen, die sich auf den Heliumgehalt der Gesteine stützen.

Nebenbei sei noch erwähnt, daß der Großteil der alpinen Gesteine im Meere entstanden ist.

Wir haben hier, um das Folgende verständlich zu machen, nur kurz auf die neueste Geschichte der Alpen einzugehen.

Die Neuzeit der Erde gliedert man in die Tertiärzeit, das Diluvium und die Jetztzeit (die beiden letzteren als Quartär zusammengefaßt).

Die Tertiärformation ist besonders durch die plötzliche Entwicklung der plazentalen Säugetiere ausgezeichnet. Man gliedert sie in die beiden Gruppen Alt- und Jungtertiär. Das Alttertiär zerfällt in die Unterabteilungen Eozän als ältere, Oligozän als jüngere Zeit. Das Jungtertiär zerfällt

in das Miozän, seit dessen Beginn 8·4 Millionen Jahre verstrichen sind, und in das Pliozän, seit dessen Beginn 3·2 Millionen Jahre vergingen. Die Begründung für diese Gliederung des Tertiärs in Eozän, Oligozän, Miozän, Pliozän liegt in den Unterschieden der Tiergesellschaften.

Nachdem unsere Ostalpen ihre erste Faltungszeit im jüngsten Mittelalter der Erde (mittlere Kreide) gehabt hatten, geht im Alttertiär der Faltungsakt weiter und wird zum größten Teile vollendet.

Die in den alten Meeren abgelagerten Schichten der Alpen sind zu langen Faltenzügen zusammengestaut, an Verschiebungsflächen auf einander geschoben und z. T. sogar in mächtigen Massen übereinander bewegt worden. In diesen Zeiten der Gebirgsbildung entstand der komplizierte Bau der Alpen. Es sind hauptsächlich Bewegungen im horizontalen Sinne gewesen, Zusammenstauungen, welche den ursprünglich breiten Ablagerungsraum der alpinen Gesteine auf einen kleinen Bruchteil der alten Weite zusammengeschoben haben.

Im oberen Eozän und im Oligozän geschieht eine große Faltungsphase in unseren Nördlichen Kalkalpen. Nördlich vom Gebirge, im bayrischen und österreichischen Alpenvorlande, haben wir eine Zone in langsamer Senkung, die von den oberoligozänen und miozänen Sedimenten der sogenannten Molasse ausgefüllt wird.

Die Schichtgliederung der bayrischen Molasse müssen wir näher betrachten. Im Oberoligozän war da ein Meer, dessen Ablagerungen, die Untere Meeresmolasse, überall verbreitet sind. Es sind mergelige Tone, die nach oben in die Sandsteine und Konglomerate der „Bausteinzone“ übergehen. Nach dem Rückzug des Meeres lagern sich brackische Mergel und Sandsteine (Cyrenenschichten) oder Süßwasserschichten (ältere bunte Molasse) ab. Dann erfolgt — noch

immer im Oberoligozän — ein neuerlicher Einbruch des Meeres, in dem die Mergel und Sande der „Promberger Schichten“ abgelagert werden. Darüber folgen als Zeugen einer Verlandung die roten und grauen Mergel, Sandsteine und Konglomerate der jüngeren „bunten Molasse“. Die gesamten bisher genannten Schichten bilden eine Zone am Alpen-Nordrand und sind noch gefaltet. Nach der Ablagerung der jüngeren bunten Molasse ist eine Lücke vorhanden, die Schichtfolge bricht ab, eine große Störungszone in Form einer Überschiebung trennt die oligozänen Gebiete von der stets nördlich davon liegenden Schichtenserie, der miozänen, jüngeren Molasse. Diese gliedert sich in die jüngere Meeresmolasse und in die jüngere Südwassermolasse. Die jüngere Meeresmolasse besteht aus Konglomeraten (Nagelfluh) und Sandstein, und ist mittelmiozän. Darüber liegt die obermiozäne jüngere Süßwassermolasse, aufgebaut aus Mergeln, Sandsteinen und Nagelfluhbänken.

Am Nordostrande der Alpen ist in weiter Verbreitung Miozän vorhanden. Dieses gliedert sich in das Untermiozän (= I. Mediterranstufe), Mittelmiozän (= II. Mediterranstufe), Obermiozän (sarmatische Stufe). Im Untermiozän lag ein Meer an der Nordseite der Alpen, sein nördliches Ufer hatte es an der böhmischen Masse. Es lag aber ganz außerhalb der Alpen. An der Wende vom Unter- zum Mittelmiozän geschah eine Senkung, der Einbruch des inneralpinen Wiener Beckens, d. i. des Raumes zwischen dem Ostrand der Kalkalpen und der Flyschzone und dem Leithagebirge. So konnte das Meer der II. Mediterranstufe in diese Senke eindringen.

In der Grazer Bucht werden im Untermiozän die Kohlen von Wies, Eibswald, Köflach, Voitsberg abgelagert. Im Mittelmiozän haben die Sedimente des Meeres der II. Mediterranstufe eine große Verbreitung; es sind das

die sandig-tegeligen Grunderschichten, die Leithakalke und Konglomerate als Äquivalente des Leithakalkes. Darüber folgen die Brackwasserbildungen der sarmatischen Stufe, mit der das Miozän abschließt. Im unteren Pliozän werden mächtige Flußschotter (Belovederschotter) und sandig-tegelige Sedimente (pontische Schichten) abgelagert. Im Mittel- und Oberpliozän fehlen Ablagerungen, das waren Erosionszeiten.

Eine Schwierigkeit bietet die Südwestecke der Grazer Bucht. Dort liegen unter den kohlenführenden Schichten von Eibiswald—Wies die grobblockigen Bildungen des Radelkonglomerates, die auf ein lebhaft bewegtes Relief zur Zeit ihrer Bildung schließen lassen (110). Erst später, zur Zeit der Bildung der höheren limnischen Eibiswalder Schichten, entstehen Feinsedimente, die auf ein stärker abgetragenes Rückland und auf das Vorhandensein stehender Gewässer an dessen Rändern schließen lassen. Das starke Relief aus dem Beginne des Miozäns wurde immer mehr abgetragen und in ein flaches Relief umgewandelt.

Wir können hier also auf ein tief-untermiozänes, lebhaft bewegtes Relief schließen.

In neuester Zeit ist es aus der Fauna der kohlenführenden Süßwasserschichten von Eibiswald — Wies wahrscheinlich geworden, daß es sich nicht um Untermiozän, sondern um tiefes Mittelmiozän handelt. Dann wären die über den kohlenführenden Schichten des oberen Murtales und des Mürzgebietes folgenden groben Schotter- und Blockbildungen mittelmiozän, bezw. obermiozän.

Bei dem, was im folgenden als Untermiozän bezüglich der östlichen Zentralalpen und des Alpenostrandes bezeichnet wird, ist immer die Möglichkeit im Auge zu behalten, daß es sich nur um unterstes Mittelmiozän handelt.

Die folgende Tabelle ergibt eine Übersicht:

	Bayern	Wien	Graz
Oberpliozän	—	—	—
Mittelplio- pliozän	—	Levantiniſche Schichten	—
Unter- pliozän	—	Belvedereſchotter, pontifche Schichten	Belvedereſchotter pontifche Schichten
Ober- miozän	jüngere Süßwassermaſſe	Sarmatiſche Schichten	Sarmatiſche Schichten
Mittel- miozän	jüngere Meeres- maſſe	Meeresablagerungen der II. Mediterranſtufe im inneralpinen Wiener Becken	Leithakalk, Konglomeratbildungen Grunder Schichten.
Unter- miozän	—	Meeresablagerungen der I. Mediterranſtufe im außeralpin. Wiener Becken. Süßwasser- ſchichten im inner- alpinen Wiener Becken	Süßwaſſerſchichten (Kohlen von Köflach, Eibiswald etc.) Radelkonglomerat.
Ober- oligozän	Jüngere bunte Molaffe Promberger Schichten. Eynren-Schichten und ältere bunte Molaffe. Untere Meeresmolaffe.	Untere Süßwaſſermaſſe. Untere Meeresmaſſe ?	—

Auf das Pliozen folgt das Diluvium, das man im Vereine mit der Jetztzeit auch Quartär heißt. Das Diluvium iſt für unsere Alpen das Eiszeitalter geweſen. Davon iſt an anderer Stelle die Rede. Hier ſei nur angeführt, daß ſeit dem Beginne des Diluviums etwa 1·6 Millionen Jahre verſtrichen ſind. Von der Vereiſung der Diluvialzeit führt über die Rückzugsſtadien, von welchen auch an anderer Stelle abgehandelt wird, ein langſamer Übergang zur Jetztzeit.

In der Pa la g r u p p e (71) iſt ein höchſtes Terrassen-
ſyſtem = a durch Gipfelhöhen und Talböden und Gefimſe

gegeben: im Gebiete des Col d'Arzon 22 Coten von 2000—2100 m; ebenso Gefimse und oberste Talböden, flach über dem Rollepäß an der Cavallaza (2326 m); dazu gehört auch die Verebnung des Palaplateaus, das von 2600 m Höhe abdacht*). Diese Talböden a sind nur bis zur Coppolokette zu verfolgen; südlich davon war noch das miozäne Meer, aus dem nur das Grappamassiv und die Dodicigruppe wenig herausragten.

Die alte Gebirgsoberfläche a wurde durch eine Zeit des Wasser-Tiefenschurfes ausgeschaltet und dieses Einschneiden hinterließ breite Talböden (= b); dazu gehört z. B. das Gefimse östlich vom Cismon an der Malga Agnerolo (1500—1580). Diese Böden lassen sich bis an die Euganerlinie verfolgen. Das Meer zog sich also gegen Süden zurück, während das Land nördlich der Strandlinie emporstieg. Die Höhenlage des Meeresspiegels blieb absolut gleich und das Emporsteigen des Landes war die Ursache, daß die Nordgrenze des Meeres zurückgedrängt wurde.

200 m darunter liegt neuerlich ein Terrassensystem (= c), das weniger breite, aber gut ausgebildete Talböden hat. Hierher sind Gefimse an der Ostkante der Cismonschlucht in 1250 m Höhe zu rechnen. Wieder 200 m tiefer liegt ein noch jüngerer System von Gefimsen (= r) in 1100—1000 m Höhe, das einem neuerlichen Halt im Einschneiden des fließenden Wassers entspricht. Unter diesen Gefimsen r folgen steile Wände und Hänge, die einen rasch tiefergreifenden Tiefenschurf bezeugen. Dieses Einschneiden hat die heutigen Taltiefen geschaffen, deren Boden bei Imer in 618 m Höhe liegt.

Wir sehen hier — und dieselbe Sache ist in derselben Weise für das ganze Gebiet der lessinischen Alpen und von Belluno studiert worden — ein ruckweises Tiefserschneiden

*) Abbildung in *J. D. De. U. B.* 1903, S. 40; 1884 Panorama.

des fließenden Wassers, das von der alten Gebirgs-
fläche mit ihrem schwachen Relief bis zu den heute tief
eingeschnittenen Talschluchten führt. Aus einem flachen
Gelände ist ein Hochgebirge geworden.

Der Tiefenschurf bedingt wegen des Ein-
schneidens und der Schaffung der Talhohlformen eine
Ausräumung, daher einen Schuttransport. Es
ist daher klar, daß jeder Tiefenschurf in einem Gebiete sein
Gegenspiel in einem benachbarten, nicht dem Einschneiden
unterliegenden Gebiete in einer Aufschüttung haben muß.
Kürzer gesagt: Jedem Tiefenschurf entspricht
Ablagerung in einem anderen Gebiete.

Da jeder große Tiefenschurf rasch und lebhaft in
den vorhandenen Gebirgskörper einschneidet, so muß die
Folge eine Aufschüttung von grobem Material sein. Diese
Aufschüttung — Sedimentation — dauert so lange, als
das Einschneiden anhält. Ist dieses zu Ende, so wird nach
Abräumen des Schuttes im Gebirge nur mehr feines
Material in den Aufschüttungsraum gefördert. Wir unter-
scheiden daher die Grobsedimentationszeiten der Tiefen-
schurfes, die Feinsedimentationszeiten der Ruhe.

Im Gebiete des Val Sugana und der Iessinischen
Alpen hat man die folgende Reihe von Sedimentationen:

Grobklastische Gebilde des Tiefenschurfes	Feine Sedimente der Ruhe	
Konglomerate der marinen Molasse v. Borgo-Belluno	—	Unter- miozän
—	Mergel und Tone	Mittel- und Obermiozän
Konglomerate (terrestrisch)	—	Unter- pliozän
—	Mergel (marin)	Mittel- und Oberpliozän

Montello-Konglomerat	—	Altquartär
—	Verwitterungskruve (Ferretto)	
Schotter	—	Jung- quartär

Wir haben daher vier Reihen des Tiefenschurfes, die sich in der Schutförderung anzeigen: anfangs Miozän, Unterpliozän, altquartär, jungquartär. Da nun eine so große Belebung des Tiefenschurfes von selbst nicht geschehen kann, da sie einen Anstoß braucht, der nur in einer raschen Höferschaltung des Gebirges gelegen sein kann, so müssen wir auf vier Zeiten der Gebirgsbildung schließen, in welchen der Alpenkörper höher geschaltet worden ist. Wenn ein Stück der Erdoberfläche in seiner Lage zum Meerespiegel (Erosionsbasis) unverändert bleibt, dann würde das Endziel der Erosion erreicht werden; das Land würde zu einem Hügellande umgestaltet werden. Treten aber Hebungen ein, so wird der Tiefenschurf neu belebt, das fließende Wasser schneidet ein, der Schutt wird abtransportiert. Daher ist der Schluß von einem großen Schutttransport auf eine Höferschaltung des Gebirgskörpers zwingend. Wir schließen aber auch, daß die Alpen nie wesentlich höher gewesen sind als heute, daß sie vielmehr aus einer tiefen, dem Meerespiegel genäherten Lage emporgestiegen sind. Wie das für das Gebiet der Iessinischen Alpen, Cima d'Alta — und Palagruppe zu denken ist, erläutert die Figur 33.

Die Feststellung, daß die Alpen nie wesentlich höher gewesen sind als heute, steht — nebenbei bemerkt — in keinem Widerspruch zu dem, was früher (S. 90) über die Rekonstruktion der Falten gesagt wurde. Aus der Abtragung müssen wir nicht auf frühere größere Höhen schließen, sondern das, was abgetragen wurde, ragte nicht höher auf als

heute — wahrscheinlich waren es niedrigere Berge. Nach der Abtragung wurde das Gebirge gehoben, so daß heute die Abtragungsreste einer längst vergangenen Zeit in eine größere Höhe geschaltet wurden, als das Abgetragene jemals gehabt hat.

Von der älteren Oberfläche, die vormiozän ist, haben wir keine Spuren vor uns außer der Gipfelflur. Wir können aber die folgenden Geschehnisse für Südofttirol wohl festlegen. Die Uroberfläche x wird im ältesten Teile des Miozäns zerstört. Es beginnt da eine Epoche der Bewegung in diesem Alpentheil, eine Faltungszeit, welche eine Höferschaltung des Gebirges hervorruft. So werden in den lessinischen Alpen Höhen von 400 m über dem Meere erreicht; die Randgipfel des Dolomiten-Hochlandes steigen bis 600 m, in einzelnen Fällen bis 900 m Höhe über die nun gebildeten Täler heraus. Es entsteht so durch die Tätigkeit des fließenden Wassers aus der Uroberfläche x die alte Gebirgs Oberfläche a. An diese Zeit der Bewegung des Bodens schließt sich eine sehr lange Zeit der Ruhe an, in welcher die Landschaft, die im Bergleich zu den heutigen Bergen nur ein ganz schwaches Relief hatte, in den Zustand der Reife kommt. Während der Zeit der Ruhe werden die Feinsedimente des Mittel- und Obermiozäns abgelagert.

Zu Ende des Miozäns und am Anfang des Pliozäns ereignet sich wieder Faltung und Höferschaltung von Südofttirol, etwa im Betrage von 300 m. Neuerlich schneidet das Wasser ein. Die alte Gebirgs Oberfläche wird zerstört, es bildet sich das Talsystem b aus. Das Relief der Landschaft ist stärker als früher — die Reliefenergie ist größer — die Landschaft ist aber noch immer als Mittelgebirge zu bezeichnen. In der darauffolgenden Ruhezeit werden die Feinsedimente der marinen Pliozänmergel abgelagert.

Am Beginne des Altquartär setzt nun wieder eine Zeit von Gebirgsbildungen ein, Hebung und Faltung, die

den Gebirgskörper um etwa 200 m höher schaltet. Am Alpenrande werden die Konglomerate des Montello abgelagert, die im letzten Ausklingen der Faltung noch zu einer flachen Wölbung aufgestaut werden. Das Relief b wird durch das Einschneiden des Wassers außer Tätigkeit gesetzt und das Talssystem c wird geschaffen. Das Relief des Gebirges ist am Alpenrande ganz ähnlich dem heutigen gewesen, nur im Inneren des Gebirges waren die Flüsse noch nicht so tief eingeschnitten wie heute. In diese Alpenoberfläche legt sich die ältere Bergletscherung des Eiszeitalters hinein. Nachdem sich diese zurückgezogen hatte, erfolgte eine Zeit ungeheurer Verschüttung, das asiatische Stadium unseres Gebirges (S. 21). Zu dieser Zeit hatten die Alpentäler (auch das Inntal bei Innsbruck) Mittelmeerklima. Wir bezeichnen diese Zeit als Zwischeneiszeit (Interglazialzeit).

Der letzte Störungsakt geschah im mittleren Quartär, wobei sich die Faltung auf den inneren Teil der Suganazone konzentrierte und die Randkette nur wenig aufgewölbt wurde. Durch diese Hebungen begannen die Flüsse ein scharfes Einschneiden. Die Talsohle wurde auf die heutige Lage gebracht und das Gebirge erreichte seinen jetzigen Zustand, wenn es auch noch von den Gletschern der zweiten Vereisung glazial umgeformt wurde.

Dieselben Formen der alten Talböden, Berebnungsflächen und Gesünse beherrschen den Alpenrand und das Innere der Südlichen Kalkalpen von der Brenta gegen Osten und finden Anschluß an dieselben Formenkreise im nördlichen Karste. Überall ist die Sache so, daß man, wenn man die hohen Böden der randlichen Alpentteile sich gegen die Ebene verlängert denkt, diese hohen Berebnungen hoch über der Ebene des Po frei in die Luft hinaus stehen sieht. Das zeigt, daß das Gebirge seit der Aktivität dieser Talböden höher geschaltet worden ist.

In den niederösterreichischen Kalkvoralpen sind viele Plateauflächen vorhanden. Diese Plateaus, die heute durch viele Täler angechnitten sind, kann man z. B. zu beiden Seiten Erlauf (72) auf der Ginselhöhe und im Schlagerboden, dann südlich von Puchenstuben und in der Gegend des Grubberges erkennen. Bei Scheibbs liegen sie etwa 800 m hoch, bei Gaming und St. Anton an der Feßnitz in 900 m, bei Pfaffenschlag in 1000 m, südlich von Puchenstuben in 1100 m, am Schwarzen Ötcher in 1200 m Höhe. Sie sind die Reste einer alten Landoberfläche. Wenn wir uns diese alte Landoberfläche vorstellen, so sehen wir, daß viele der heutigen Berge als niedrige Ruppen über sie aufgeragt haben. Die alte Landoberfläche hatte daher ungleich geringere relative Höhenunterschiede als die heutige Landschaft. Das wesentliche Moment dieser alten Landoberflächen ist die Tatsache, daß sie sich — bis zum Alpenvorland verlängert gedacht — nicht an dieses anschließen, sondern hoch darüber frei in die Luft ausgehen. Ein anderes wesentliches Moment ist die geologische Stellung der alten Landoberflächen.

Sie liegen oft in Gebieten mit steiler Aufrichtung der Schichten — im Gegensatz zu den Hochplateaufstätten der Kalkalpen, wo vielfach flache Lagerung herrscht (Fig. 7). In den niedrigen niederösterreichischen Kalkvoralpen sind gleichsam die aufgerichteten Schichten von den Plateauflächen gekappt. (Fig. 34). Es sind also diese Plateaus auf keinen Fall durch die Lagerung des Gesteines bedingt, denn sie dachen gegen Norden ab, während die Schichten gegen Süden fallen. Es sind daher diese Plateaus der Kalkvoralpen durch abtragende Kräfte geschaffen, es sind alte Landoberflächen.

In besonders großartiger Weise sind die Plateaus*) in jener Zone des Kalkhochgebirges der Nördlichen Kalkalpen entwickelt, die mit den Doferer- und Leoganger Steinbergen beginnt und mit Rag und Schneeberg endet.

Hier sei bemerkt, daß sich von Osten her bis zum Steinernen Meer und der Reiteralm die Plateaus sehr augenfällig zeigen. Der Kettencharakter der Kalkalpen weiter westlich hat zwar Plateaus nur mehr spärlich (Zahmer Kaiser, Sonnwendgebirge), aber das Niveau des Plateaus ist wohl zu erkennen, z. B. im 2000 m hohen Karniveau des Karwendels, im Platt an der Zugspitze, in den 2100—2200 m hohen Verflachungen der Lechtaler Alpen und schließlich im Gottesackerplateau im Hohen Ifen (98).

Als Beispiel eines Plateaus greifen wir die Dachsteingruppe heraus.

Die hohen Teile der Dachsteingruppe (73) (Dachsteinkarte des D. O. A. B.) werden fast ausschließlich von dem dickbankigen Dachsteinkalk der Triasformation gebildet, der in flache, Südost streichende Falten verbogen ist. Unabhängig von diesem Faltenbau breitet sich über den nördlichen Teil des Gebirges eine Plateaufläche mit relativen Höhenunterschieden von höchstens 200 m aus; dieses Plateau liegt in 1750—1950 m Höhe; hieher gehören die Flächen des Modereck, Schwarzkogel, Angerkogel (mit einem Netz von Trockentalungen: Hinteranger, Naßtal), dann die höheren Flächen des Langtalkogels, Grünbergkogels, des Hierlag und südlich des Hallstätter Sees. Diese große Plateaufläche wölbt sich von Westen her mit zunehmender Steigung bis in die Gipfelregion, die von Karen gegliedert ist. Ebenso steigt sie von Norden

*) Abbildungen in der Z. D. O. A. B. 1898, S. 209, S. 216 Rag; 1915, S. 18, Ausblick vom Krippenstein; 1915, S. 46 Hochfläche „Am Stein“.

her an, aber hier geschieht der Aufstieg treppenförmig unter Vermittlung von zwei Bruchstufen. Eine solche Bruchstufe trennt die Plateaus des Hochawaldes von jenem des Grünkogels—Gernskogels. Auf einem Stück der Plateaufläche liegt der ebene Hallstätter Gletscher. Ein Stück des gehobenen Plateaus ist auch die Verflachung des Niederen Gjaidsteines (2400—2480 m), zu welcher der Hohe Gjaidstein eine flache Kuppe in der alten Landoberfläche darstellt. Hier, im Kargebirge der Dachsteingruppe, überragen die höchsten Gipfel kaum um 600 m die am stärksten gehobenen Plateaustücke. Vom Kargebirge gegen Osten steigen die hoch liegenden Plateaus steil ab zu jenen riesigen Verebnungsflächen, die zwischen Gjaidalm und Feisterscharte die ganze Breite des Gebirges einnehmen. Dieser Abstieg der Plateaus gegen Osten scheint ein Herabbiegen, keine durch Bruchstufen — Verwerfungen — vermittelte Senkung zu sein. Im Osten dehnt sich das gewaltige Plateau „Am Stein“ aus, die größte Hochfläche der Nördlichen Kalkalpen. Sie ist im großen, von der Ferne gesehen, eine ebene Fläche, im kleinen aber ein Durcheinander von runden Buckeln, ebenen Flächen, Karrenfeldern, Dolinen — ein Gebiet von kaum 100 m Höhenunterschieden, in dem Fels und Latschen fortwährend wechseln. Der Südrand dieser gewaltigen Hochfläche liegt etwa 2150 m, der Nordrand 1800 m hoch.

Die Plateaus der Dachsteingruppe liegen in einem Gebiete vorwiegend flacher Lagerung. Diese Lagerung ist aber nicht die Ursache des Plateaus, denn die Plateaufläche schneidet, kappt die nur wenig aufgerichteten Schichten, sie kümmert sich nicht um den Faltenbau, um die Aufrichtung der Schichten, sie ist daher eine Abtragungsfläche. Dasselbe gilt für die anderen Kalkhochplateaus, wie z. B. ein Blick über das Steinerne Meer von einem der Gipfel des Südrandes ergibt.

Ganz allgemein ist bezüglich der Dachsteingruppe zu sagen: Wenn die einzelnen Stücke der großen Plateaus auch heute in recht verschiedener Höhenlage sich befinden, so ist doch nicht zu zweifeln, daß sie einst zusammengehört und eine Form, eine gewaltige Verflachung des Reliefs gebildet haben. Die heute verschiedene Höhenlage ist jüngeren tektonischen Störungen zuzuschreiben.

In Plateaus mit verschiedener Höhenlage einst zusammengehörige Oberflächen zu sehen, setzt natürlich ein gewisses Entgegenkommen seitens des Beobachters voraus (74). Wer die Zusammenhänge nicht sehen will, sieht sie auch nicht, denn die Formen sind nicht so zwingend, daß sie von vornherein einen eindeutigen Eindruck machen. Die Beobachtung aus der Nähe täuscht oft wegen der erdrückenden Menge der Detailformen; aus einiger Entfernung gesehen, wird es erst klar, daß es sich um einst einheitliche Formen handelt.

Die ursprünglich einheitlichen Plateaus sind verstellt worden. Ein besonders auffallendes Beispiel ist vom Ostende der Kalkhochplateaustöcke bekannt (75). Auf der Rag und am Schneeberg liegen die Plateaus 1800—2000 m, nördlich davon, in der Umgebung von Schwarza im Gebirge, 1000—1200 m hoch. Dieser Höhenunterschied geht auf Verstellung zurück, wie die Schwarza zeigt. Sie entspringt bei Rohr in einer Landschaft von 700—1000 m Höhe und tritt dann in die Kalkhochalpen ein, die sie durch eine enge Schlucht in Rag und Schneeberg teilt. Dieses Verhältnis ist nur erklärlich, wenn man sich Rag und Schneeberg langsam gehoben denkt, so daß der Fluß um den Betrag der Hebung einschneiden konnte. Überdies ist zu bedenken, daß eine Verstellung von 1000 m Höhe nur eine kleine Bewegung, eine Verbiegung von nur wenigen Graden sein kann, wenn die Wölbung weitspannig ist.

In den gesamten Salzburger Kalkhochalpen — daselbe gilt auch für die anderen Kalkhochplateaustöcke — sind die Plateaus das älteste deutlich erkennbare Oberflächengebilde. Wo flache Lagerung der Schichten herrscht, sind breite Plateaus mit welligem Charakter, oft auch ganz ebene Flächen vorhanden. Aber auch auf diesen Plateaus — z. B. im Steinernen Meere — sieht man, daß die Plateauflächen schief durch die wenig aufgerichteten Kalke durchschneiden. In den Kalkvorbergen Salzburgs sieht man nur kleine Gipfelplateaus oder es ragen nur vereinzelte Gipfel in ein gleiches Niveau auf. Für die Erklärung dieser Plateaus ist es ein wesentlicher Umstand, daß sie vom Schichtenbau ganz unabhängig sind und auch stärker geneigte Schichten durchschneiden; daher sind sie Abtragungsf lächen.

Die Abtragung, welche der Ausbildung der Augensteinoberfläche vorausging, muß gewaltig gewesen sein; denn es zeigen die geologischen Profile der Plateaustöcke an vielen Stellen Schichten auf, die dem Hauptteil der Plateaus fehlen, also durch die Abtragung beseitigt worden sind. Dabei handelt es sich um Schichtengruppen von Hunderten Metern, die verschwunden sind.

Daß gerade diese Plateauformen an die Kalke gebunden sind, ist dadurch erklärlich, daß die kalkigen Gesteine schwer abgehöcht werden, daß sie durch ihre Löslichkeit und Klüftigkeit, durch die sich daraus ergebende unterirdische Entwässerung sich der Talbildung durch fließendes Wasser entziehen.

Die Hochflächen werden von den Gipfeln überragt, wie das Verhältnis des Plateaugebirges zum Kargebirge in der Dachsteingruppe zeigt. Die Höhenunterschiede zwischen Plateau und Gipfel betragen meist nur einige 100 m und sind am Nordrande der Kalkalpen klein, gegen Süden

vergrößern sie sich immer mehr, wie folgende Übersicht zeigt:

	Plateauhöhe	Gipfelhöhe
Steinernes Meer	1800 m	2650 m
Übergoffene Alpe	1820 "	2940 "
Dachstein	2200 "	2998 "
Gamsfeld	1550 "	2020 "
Höllengebirge	1450 "	1860 "
Schafberg	1700 "	1780 "

Früher wurde erwähnt (S. 19), daß der Plateautypus der Kalkalpen gegen Westen mit den Loferer- und Leoganger Steinbergen endet. In kleinen Resten, aber nicht mehr als beherrschender Formenstil ist die Plateauverebnung noch westlich des Inn zu erkennen (104); im Plateau des Sonnwendgebirges (1800 m), in der 4 km langen Verebnung des Stanserjoches (1800—2150 m), im Karniveau des Karwendels, im Platt des Wettersteingebirges, in den Lechtaler Alpen, im Gottesackerplateau des Hohen Ifen.

Wenn wir die Plateaustöcke mit ihren flachen Formen betrachten und damit die heutigen Täler vergleichen, so sehen wir einen schreienden Gegensatz. Die Täler mit ihren jugendlichen Formen, in denen noch immer an der Ausgleichung des Gefälles und der Seitenhänge gearbeitet wird, und die ruhigen, flachen Landschaften der Plateaus sind zwei verschiedene Welten von Oberflächenformen.

Es ist wahrscheinlich, daß die kalkalpinen Plateaus keine eigentlichen Verebnungsflächen, sondern sehr flache Hügel- und Berglandschaften waren (77). Es sind flache Ruppen und Mulden, lokale Verebnungsflächen, die wohl alte Flußbahnen sind, geschaffen von Flüssen, die eine starke Seitenerosion hatten. Daß es sich um Flußwerke handelt, läßt sich aus den sogenannten Augensteinschottern beweisen.

Die Augensteinschotter sind kleine Geschiebe von Quarz, Hornstein, selten von anderem Material. Sie haben einen sehr schönen Glanz und sind in rote Erde eingebettet. Sie liegen über die Plateauflöcke verstreut, z. B. im Hochschwabgebiete zwischen 1500 und 1700 m, auf der Schneealm in 1700 m, im Plateau „Am Stein“ auf 1900—2000 m Höhe. Sie können nur durch fließendes Wasser herbeigeschleppt worden sein. Aus der Beschaffenheit der Augensteine kann man Schlüsse auf die Verhältnisse der „Augensteinzeit“ ziehen. Die damaligen Flüsse müssen ein sehr geringes Gefälle gehabt haben, wie aus der Plateaulandschaft, über die sie strömten, und aus der geringen Größe der Geschiebe hervorgeht. Die großen Längstäler an der Südseite der Kalkalpen, Inn, Salzach, Enns, Balten, Liesing, Mürz, haben damals noch nicht bestanden, denn die Augensteine (Quarze!) kommen aus den Zentralalpen und diese müssen damals höher gewesen sein als die Kalkalpen, was ja vom Ratschberg gegen Osten heute in den meisten Fällen nicht zutrifft. Die Augensteinschotter sind verarmte Schotter (S. 27). Vielleicht sind sie Umlagerungen älterer Schotterbildungen. Der verarmte Charakter der Augenstein-Geröllvölker, ihre Kleinheit, ihre ausgezeichnete Rundung zeigen, daß sie nicht aus einem Gebirge stammen, daß also die Zentralalpen damals ein niederes Land waren.

Vielleicht sind die Augensteinschotter ursprünglich Anhäufungen von geröllführenden Zonen gewesen — etwa so wie es heute das Tertiär von Wagrein ist, mit dem die Augensteinvorkommen große Ähnlichkeit haben (77a).

Die Verhältnisse der „Augensteinzeit“ müssen ganz andere gewesen sein als heute und die Herstellung der jetzigen Zustände setzt Bewegungen in der Erdkruste, große Verstellungen voraus. Diese Krustenbewegungen erklären auch die verschiedenen Höhen der Augensteinfelder.

Die Frage der Augensteine wird nicht vereinfacht dadurch, daß es neben den von Flüssen abgelagerten Augensteinen zentralalpiner Herkunft auch solche anderer Art gibt. Das sind „Augensteine“, die in allen möglichen Höhen, ja sogar bis gegen die Gipfel zu gefunden worden sind. Diese können aus Schichten stammen, welche, wie die geologischen Profile durch die Kalkalpen zeigen, einmal über den Plateaus gelegen sein mußten, aber abgetragen wurden. Diese fraglichen Schichten führen Quarz als Gerölle, z. B. die Konglomerate der oberen Kreide und des Lias. Es kann aber gar kein Zweifel sein, daß der größere Teil der Augensteine von Flüssen aus den Zentralalpen auf die Kalkalpen gebracht wurde. Daß die Augensteine sich in verschiedenen Höhenlagen befinden ist leicht erklärlich: sie rutschten im gleitenden Gehängeschutt durch lange Zeiträume abwärts und wurden in diesem sandigen Material wie durch ein Schleifmittel geglättet, erhielten so ihr glänzendes Aussehen. Sie landeten schließlich in Mulden und Dolinen, wo sie in die Roterde eingebettet sind.

Die miozäne Hochfläche hat im Hochschwabgebiete (111) heute verschiedene Höhenlagen (Hochschwab 2200 m, Triebein 1200 m; Hochschwab—Hohenwart—Föllstein—Mitteralpe; Sonnshienalpe gegen Westen, (Gipfelplateau des Ebenstein) und es gibt zwischen diesen verschiedenen Höhenlagen alle Übergänge. Diese alte Oberfläche, die man auch die Karlandschaft heißt, ist durch flache, mitgespannte Wölbungen und Einmuldungen und stellenweise auch durch Brüche verstellt worden (z. B. Senkung der Karalpen-Hochfläche gegenüber der höheren des Hochschwabs). Nördlich und südlich des eigentlichen Hochschwabplateaus haben die Hochflächen eine viel geringere Höhe (z. B. Kräuterstein 1650—1740 m). Der Hochschwab ist daher eine langgestreckte, Ost-West streichende Aufwölbung der Karlandschaft. Eine zweite Aufwölbung sind Trenchtling

und Göffel (Reiting), eine dritte Hochkar, Dürrenstein und Hochstabl, eine vierte der Ötscher; dazwischen liegen Mulden.

Die Augensteine werden von einzelnen Forschern auf eine noch ältere, heute nicht mehr erhaltene Oberfläche bezogen (111) und es wäre daher die oben genannte miozäne Hochfläche ein zweites Stadium der Entwicklung. Die Augensteine wären dann älter als das Süßwasser-miozän von Aflenz, das wahrscheinlich in das Mittelmiozän zu stellen ist. Die Zentralalpen konnten — so wird behauptet — keine Gerölle in die Kalkalpen senden, weil sie von den Süßwasserseen bedeckt waren und daher die Gerölle in die Seen entleert wurden.

Die Raglandschaft endet mit einer scharfen jungen Kante etwa 750 m über dem Aflenzler Miozän. Die Raglandschaft soll jünger sein als das Aflenzler Miozän. Auf den Plateaus ist noch eine jüngere Landschaft vorhanden, mit weitaus steileren Gehängen als die Raglandschaft, aber ohne Bildung von Felswänden. Die Täler dieser zweiten Landschaft enden plötzlich oberhalb der großen Wandabstürze, welche die Plateaus begrenzen. Ein Beispiel gibt der 1 $\frac{1}{2}$ km lange, ziemlich tief eingeschnittene Graben nördlich vom Schackenkogel, der die beiden Punkte 2048 trennt und oberhalb der mächtigen Klaffermauer in 1680 m Höhe plötzlich abbricht; andere Beispiele sind: das alte Talstück bei der Edelbodenalpe samt dem Nordwestgehänge des Ringkamp, dessen Gipfel sich ziemlich steil, aber felselos zur Edelbodenalpe senkt, ferner das Hochtal der Erzbodenalpe bei Eisenerz. Diese zweite Landschaft ist nur verständlich, wenn die Raglandschaft ein Stück höhergeschaltet wurde. Diese zweite Landschaft ist den Verhältnissen im Dachstein und im Oberennstal zu vergleichen. Jedenfalls ist es klar, daß die in die Kalkalpen eindringenden Quertäler durchaus jugendliche Gebirgsformen haben und auch jugendlicher Entstehung sind.

Die Plateauflächen sind Altformen (99), d. s. Formen mit gut erhaltener Oberfläche, groß angelegt, mit weiter Raumgestaltung. Die Abfälle der Plateaus zu den Tälern aber sind Neuformen, mit steilen Hängen und lebhaftem Wasserfurchenneß. Die Kalkalpenplateaus haben eine Altform- und eine Neuformseite. Der geologische Befund zeigt nun, daß die Altformen wenige kleine Störungen haben im Gegensatz zu der Neuformseite (Fig. 34a). Bei der Aufwölbung, welche die alten Formen außer Aktivität setzte, zeigt die Altformseite flache Bewegung, die Neuformseite bekam Sprünge, kam in der Wölbung nicht mit, Täler entstanden und so wurde die Neuformseite eben infolge der Sprünge, der dadurch bedingten Talbildung zur Seite lebhaften Abtrages und jugendlicher Formen, während die flache gewölbte Altformseite der Zerstörung durch die Täler entzogen blieb.

Als Beispiel sind die Loferer- und Leoganger Steinberge heranzuziehen, die wie die anderen Kalkplateaus den großen Gegensatz von wild zerrissenen Flanken und der breit und gelassen geformten Plateauoberfläche zeigen. Die Steilformen sind die lebendigen, denn sie suchen, immer weiter greifend, die sanfte Oberfläche zu zerstören. In diesem Sinne kann man von Alt- und Neuformen sprechen. Die Altformen zeigen eine groß angelegte, einfache Raumgestaltung und eine kleine Schuttlieferung; die Neuformen haben ein reichverzweigtes Furchenneß, das dem Tiefenschurf zahllose Angriffsstellen und dem Schutt schnellste Abfuhr gibt, und sehr unbeständig ist. Die Altformen haben keine Beziehung zum heutigen Talneß.

In den Plateauflächen der Kalkhochalpen haben wir die älteste, deutlich erkennbare Oberfläche dieses Gebirgsteiles vor uns. Sie entspricht etwa dem Flächensystem a in der Palagruppe und in den Dolomiten. Wie dort, so

läßt sich auch in den Salzburger Kalkalpen das ruckweise erfolgte Tieferschneiden des fließenden Wassers erkennen (78). Es lassen sich jüngere Talsysteme feststellen, die in Felsterrassen und Gehängeleisten hoch über den heutigen Tälern erhalten sind.

Das oberste Talsystem ist besonders in der Hochalpenzone durch Gehängeabsätze, abgeflachte Gipfelnuppen, kleine Plateauflächen, selten durch echte Terrassen vertreten. Dazu gehören die Gessime bei der Mittleren Schönebergalm unweit der Dachstein-Rieseneishöhle (1150 m). Das Entwässerungssystem, das diese Höhle geschaffen hat, war damals aktiv, als dieses erste Talsystem in Tätigkeit war. Es war das unter dem Plateau ein unterirdisches Entwässerungsnetz, jünger als die alte Entwässerung des Plateaus. Dieses erste Talsystem liegt in den Hochalpen 1500—1600 m hoch. In den Boralpen gehören dazu die ausgedehnten Berebnungsflächen der Osterhorngruppe (z. B. die Flächen östlich von der Pitschenbergalm in 1300—1450 m Höhe). Zu dieser Zeit war die Reliefenergie in den Hochalpen 700—1500 m, in den Boralpen 500—700 m. Die Landschaft hat also noch die Art eines Mittelgebirges gehabt.

Von wesentlicher Wichtigkeit ist die Wahrscheinlichkeit, daß diese Talentwicklung mit den obermiozänen Hausruckschottern*) zu parallelisieren ist. Im Hausruck, der dem oberösterreichischen Alpenvorlande angehört, liegen über dem Schlier Lignite mit Tegeln und Sanden. Der Schlier wie der Lignite und dessen Begleiter zeigen durch ihre

*) Das obermiozäne Alter der Hausruckschotter ist allerdings fraglich. Es ist sehr wahrscheinlich, daß es sich um unterpliozäne Schotter (= Belvedere-schotter) handelt. In diesem Falle ergäbe sich eine Altersverschiebung der jüngeren Talsysteme und eine bessere Übereinstimmung mit den Verhältnissen des Alpen-Ostrandes in der Grazer Bucht. Allerdings müßte die Verbindung des Hausruckschotters mit dem ersten Talsysteme fallen.

feinen Ablagerungen, daß sie vor einem Lande mit geringen Höhenunterschieden entstanden sind, denn sonst hätte sich größeres Material ablagern müssen. Darüber liegen die Hausrußschotter, die neben wenig Gesteinen der Kalkalpen hauptsächlich solche aus den Zentralalpen führen. Das beweist uns, daß damals die Kalkalpen schon stärker als zur Augensteinzeit sich über dem Meerespiegel herausgehoben hatten, daß sie aber noch im hydrographischen Zusammenhange mit den Zentralalpen standen. Das grobe Korn der Hausrußschotter weist darauf hin, daß die Abtragung im Gebirge schon lebhaft gewesen ist.

Beiläufig 300 m unter dem ältesten Talsystem liegen weit verbreitet und gut erhalten die Spuren eines jüngeren Talsystemes. Die Felsterrassen dieses Systemes haben in den Kalkhochalpen zirka 1250—1340 m, am Alpenrande 1100 m Höhe. Die Reliefenergie (d. i. im wesentlichen die Höhendifferenz von Berg und Tal) betrug im Hochgebirge bereits 1800 m. Im Ennstal ist das Niveau gut vertreten (Figur 35). Wiederum 300 m tiefer ist ein drittes Talsystem in Gehäneterrassen verbreitet, in den Hochalpen 1100—960 m, am Gebirgsrande 750 m hoch. Die Reliefenergie ist im Kalkhochgebirge auf 2000 m gestiegen — dieser Teil der Kalkalpen hatte also bereits Hochgebirgscharakter. Beiläufig 200 m tiefer liegt in allen großen Tälern ein viertes Talsystem, angedeutet durch Terrassen und Gehängeabsätze. Dann schnitt die Erosion bis in die heutige Taltiefe ein.

Große Verstellungen des Gebirgskörpers müssen im Ennstale eingetreten sein. Am Stoderzinken sind dem Plateau der Stoderalm (alte Gebirgsoberfläche) in 1730 m Höhe Braunkohlen führende Untermiozänsschichten (Sandsteine, Letten, Konglomerate) aufgelagert, die in die Kalke des Plateaus eingeklemmt und gefaltet sind. Sie sind auf der alten Berebnungsfläche als Fluß- und Seenbildung

abgesetzt worden. Im Ennstal ganz unten, am Mitterberg bei Gröbming, am Fuß des Grimming, bei Tischnern und Stuttern liegen gleichartige und gleichaltrige Bildungen, von jenen der Stoderalpe durch 900 m Höhenunterschied getrennt. Das beweist uns, daß nach der Aktivität der alten Gebirgsoberfläche der Plateaus noch starke Störungen, Faltungen und Verstellungen geschehen sind, welche wohl auch den Verlauf der Einfurchungen des Tiefenschurfs stark beeinflusst haben. Diese Störungen in der großen Längstalfurche am Südrande der Kalkalpen erschweren den Anschluß der kalkalpinen Plateaus an die Zentralalpen.

Es fragt sich nun, welches Alter den Augenstein-Plateauflächen zukommen (79). Daß sie älter als Obermiozän sein müssen, geht aus dem Alter der obersten Talsysteme hervor (S. 121). Von verschiedenen Forschern ist in folgender Weise geschlossen worden: Das Alter der Augensteinflächen ergibt sich aus der gleichzeitigen Geschichte des Wiener Beckens als sicher älter als die erste Mediterranstufe, zu deren Zeit infolge der relativ tiefen Lage des Meeresspiegels bereits Tiefenschurf herrschen mußte; daher ergäbe sich das Alter der Plateauflächen beiläufig als altmiozän. — Diese Anschauung beruht darauf, daß am Rande der böhmischen Masse (z. B. bei Eggenburg) die Strandlinie des Meeres der 1. Mediterranstufe in geringer Höhe bekannt ist. Es wird nun geschlossen: An den Alpen war sie auch so hoch; die Alpen haben daher hoch aufgeragt, mußten also tiefe Täler haben; die kalkalpinen Plateaus konnten daher damals nicht mehr aktiv sein. — Zu dieser Schlußreihe muß nun folgendes bemerkt werden: Das Untermiozän des Alpenrandes liegt nicht mehr in jener Stellung, welche es nach seiner Ablagerung hatte; die Stellung zu den Alpen ist durchgreifend

geändert worden, denn der Alpenkörper ist mit seiner Gletschzone auf dieses Miozän hinaufbewegt oder wenigstens angepreßt worden. Wegen dieser großen Störung der ursprünglichen Lagebeziehungen kann man die Strandlinie des Meeres der ersten Mediterranstufe der böhmischen Masse nicht mit den Alpen vergleichen; denn die Alpen sind seither in horizontalem und vertikalem Sinne verlagert worden.

Auf eine andere Weise kommen wir zu einem sicheren Ergebnis. Die Art der Sedimentation eines Gebietes ist von der Höhenlage der Nachbarschaft abhängig. Wir haben in den Zentralalpen (Murtal, Mürztal, Grazer Bucht) und im inneralpinen Wiener Becken im Untermiozän feinkörnige, schlammige Ablagerungen in Seen; daher konnte damals kein Gebirge aufgeragt haben. Im Mittelmiozän aber tritt Schuttablagerung ein; das kann nur durch eine Höherhaltung des Gebirges hervorgerufen worden sein. Es ist daher mehr als wahrscheinlich, daß die Zeit, in der die Hochflächen, d. i. die alte Gebirgsoberfläche außer Kraft gesetzt worden ist, zwischen Untermiozän und Mittelmiozän oder Anfang des Mittelmiozäns gewesen ist. Dieses Ereignis fällt mit der letzten großen Bewegung der nördlichen Alpen zusammen, mit der Anpressung des Alpenkörpers an das Borland, an die Schichten der ersten Mediterranstufe des außeralpinen Wiener Beckens. Diese immerhin noch große Bewegung der Alpen hat ihre erste Höherhaltung bedingt, während am Nordostende des Gebirges der Einbruch des inneralpinen Wiener Beckens erfolgte — So kommen wir zur Vorstellung, daß die Augensteinplateauflächen im Untermiozän noch aktiv gewesen sind.

Wir können die Augensteinfelder noch weiter zurückverfolgen. Die kalkalpinen Plateauflächen müssen schon im Oberoligozän bestanden haben. Denn die vor den Alpen liegenden Gesteine des Alpenvorlandes, die oberoligozäne Molasse Bayerns, führen hauptsächlich zentralalpine Gerölle.

Diese Gerölle müssen aus weiter Ferne stammen, wie ihre allgemein sehr geringe Größe, die sehr vollständige Auslese widerstandsfähiger Gesteine (über 90% Quarz) und ihre sehr gute Abrollung zeigen. Ihre Heimat können nur die Zentralalpen sein. In der älteren oligozänen Meeresmolasse treten die Kalkgerölle sehr stark zurück, was nur auf dem Umwege über die Augensteinschotter zu erklären ist. Die Kalkalpen müssen damals ein flaches Land mit niedrigen Rämmen und Gipfeln, ein Hügelland gewesen sein, über welches die Flüsse aus den Zentralalpen die Schotter in das oligozäne Meer gebracht haben. In der mittelmiozänen Molasse nahm die Schuttzufuhr aus den Zentralalpen stark ab, im Obermiozän ist sie fast ganz verschwunden und die kalkalpinen Gerölle beherrschten das Feld, wozu Flyschgerölle, die aus früherer Zeit ganz unbekannt sind, kommen. Daher wird zu schließen sein, daß die Kalkalpen vor dem Mittelmiozän eine Höherstellung erfahren haben und daß im Obermiozän die Entwässerungsverhältnisse sich sehr gründlich geändert haben, weil die Schuttzufuhr aus den Zentralalpen infolge der Erhebung der Kalkalpen unterbunden wurde. Wir werden auch schließen müssen, daß die Augensteinfelder schon im Oligozän aktiv gewesen sind.

Es ist möglich, daß die Augensteinfelder noch älter sind. Das Eozän des Salzburger Flysches ist feinkörnig, es kann daher kein Gebirge daneben bestanden haben. Es besteht somit die Möglichkeit, daß die Augensteinplateaus bis tief in das Alttertiär zurückreichen. Sicher sind sie noch im Untermiozän vorhanden. Daraus geht hervor, daß die Nördlichen Kalkalpen mindestens im jüngeren Alttertiär und im Untermiozän noch keine Gebirge gewesen sind. — Man braucht allerdings nicht an eine absolute Ruhe des Bodens in diesen langen Zeiten zu denken. Wenn Bewegungen stattgefunden haben, so wurden sie auf dieser ausgeglichenen

Oberfläche sofort durch die Abtragung kompensiert; d. h. etwa entstandene Ungleichmäßigkeiten wurden sofort abgetragen.

In den Nördlichen Kalkalpen erkennen wir in den Kalkhochplateaus eine flache Landschaft, die heute bis über 2000 m hoch liegt. Als diese Plateaus eine lebende, von Wasseradern durchzogene Oberfläche waren, kam die Entwässerung aus den Zentralalpen. Daher haben damals noch nicht die großen Längstäler im Grenzgebiete von Zentral- und Kalkalpen bestanden. Wir stellen diese Plateauentwässerung der Kalkalpen frühestens in das Untermiozän. Nach dieser Zeit müssen große Bewegungen am Südrande der Kalkalpen geschehen sein, wie das Verhältnis des Untermiozäns am Stoderzinken zu jenem des Ennstales zeigt (S. 122). Diese Bewegungen, welche eine Höherstellung der Plateaus bedingten, haben die Uranlage der großen Längstäler geschaffen.

Wir fragen nun, ob den Augensteinplateaus der Kalkalpen in den Zentralalpen eine Landschaft von ähnlicher Art entsprochen hat, und finden zweifellos eine Antwort, denn wir kennen bereits die Berebnung des Firnfelddniveaus.

Für die Landschaft des Firnfelddniveaus und für die Augensteinlandschaft gilt dasselbe: Es waren breit entwickelte Oberflächensysteme, über deren Talauen sich Berge mit 500 m, selten mit mehr Höhe erhoben haben.

Leider ist die wichtige Frage noch wenig gelöst, wie sich der Anschluß der Augensteinfelder an die Zentralalpen vollzieht. Wir müssen bedenken, daß die Zone der Längstäler ein Gebiet intensiver Störungen ist. Das zeigen jene Stellen, an denen in den großen Tälern und deren Nachbarschaft Jungtertiär eingelagert ist. Im Flischgebiete der

Mürz und der oberen Mur herrscht überall dieselbe Schichtfolge (79 a), ein meist mächtiges Flöz von Braunkohle an der Basis, meist Letten als Unterlage der Kohle; Schiefer-tone, Letten und nur selten untergeordnete Sande bilden das Deckgebirge. Mit leichter Diskordanz folgen darüber Schotter und Konglomerate. Diese ganze flözführende Serie ist der an Brüchen und Synklinalen, z. T. auch in tiefen Sedimentmulden versenkte Rest einer Sedimentdecke, die einst eine viel größere Verbreitung hatte; wahrscheinlich hat sie nicht das ganze Gebiet lückenlos bedeckt.

Das Braunkohlen führende Jungtertiär sehen wir im Johnsdorf-Judendorfer Becken. Da hat man es mit einem ganzen Netz von Verwerfungen, Zerrüttungstreifen zu tun, die verschiedene Winkel mit einander einschließen. Diese Verwerfungen bewirken, daß die Schichten des Untermiozäns bei Johnsdorf 1200 m unter die Talsohle eingebrochen sind. Wie stark die Verstellungen im kohlenführenden Untermiozän sind, geht mit besonderer Klarheit aus folgender Tatsache hervor: diese Schichten sind bekannt 100 m tiefer unter dem Meeresspiegel bei Johnsdorf, auf dem Seckauer Zinken in 2400 m Höhe.

Ein anderes Beispiel ist das Miozän von Aflenz, das eine Mulde bildet. Dieser Einmuldung, die eine Art von Versenkung ist, verdankt es — wie alle anderen inneralpinen Miozänvorkommen — seine Erhaltung (80).

In einzelnen Fällen sind den Plateaus der Kalkalpen gegenüber Berebnungsflächen in den Zentralalpen gelegen. Das ist der Fall am Nordrande der Radstätter Tauern in den Süd-Nord-streichenden Rämmen, die gegen die Enns zu gehen. Besonders schön ist die Berebnung im Ramm vom Grieskareck (P. 1988) über den Wildbüchel (P. 1883—P. 1927) zum Moosereck (P. 2020). Wie über Firnfeldniveau und Augensteinfelder niedere Berge aufragten, so erhebt sich über deren Verflachung der Kragen-

kogel (P. 2431). — Dem Plateau des Steinernen Meeres und den nicht schief gestellten Plateauflächen der Leoganger-Steinberge gegenüber liegen die Verebnungen der Rißbühler Alpen (81). Die Reste der alten Landoberfläche liegen im Gebiete des Paß Thurn auf der Rusterhöhe 1896 m, am Ruhfaser 2057 m, auf der Sintersbachhöhe 2029 m. Die beiden letzteren sind besonders von Norden her, vom Rißstein gesehen, eine auffallende Ebene. Die Verebnung der Thoralm wird vom Gaisstein um zirka 300 m überragt. Auf dem breiten gewölbten Kamm zwischen Gaisstein und Schmittenhöhe und auch auf dessen Seitenkämmen sind auffallend ruhige Formen anzutreffen, die besonders südlich des Hochkogels großen Raum einnehmen. In den nordöstlichen Rißbühler Alpen hat der Bernkogel prächtig erhaltene alte Formen. In den ganzen Rißbühler Alpen ist eine alte Landoberfläche vorhanden, über welche es Erhebungen von höchstens 500 m gegeben hat. Diese Landoberfläche ist in den toten Winkeln der Täler erhalten geblieben. Diese alte Landoberfläche liegt in den südlichen Teilen der Gruppe höher als im Norden. Daraus ist zu schließen, daß die Rißbühler Alpen ungleich gehoben worden sind. Wahrscheinlich kommt dazu ein Querstau, der die Anlage der großen Täler — Zell am See, Paß Thurn, Zillertal — bedingt hat. Diese Täler sind wahrscheinlich in ihrer ersten Anlage Einbiegungen der alten Gebirgsoberfläche.

Im Inntal liegt der Verebnung des Sonnwendgebirges das System der zentralalpinen Hochflächen im Alpbachtale gegenüber. Hier ist der Anschluß über das breite Inntal hinüber klar ausgesprochen.

Man muß sich eine Fläche so gelegt denken, daß sie auf den oberen Kämmen aufruht, so daß sie fast eben ist. Das ist dann die alte Oberfläche, von der nur mehr die breiten Kämme oder Leisten übrig sind, aus deren Ebenheit auf die alte Landoberfläche geschlossen wird.

Diese alte Oberfläche wurde nach ihrer Aktivität zerbrochen und verstellt, so daß die großen Täler (Rißbühler Ache, Zillertal) entweder Bruchlinien oder Einwalmungen (d. s. Einbiegungen) folgen.

Sehr ausgedehnt sind die hohen Verebnungen im obersten Murgebiete und in den Gurktaler Alpen (82). Da läßt sich ein Niveau von 2000 m erkennen*): der ganz ebene Kamm der Fanninghöhe bei Mauterndorf (2100 m), über den sich das steile Gurpetschek erhebt, dann Preberalpe (2000 m), Hühnerleitnock (2171 m), Würflinger Nock (2195 m), die breite Ebenheit des Kammes Goldachnock—Kirbisch—Kreischberg (2125—2050 m), Frauenalpe (2004 m), Ostoder (2141 m). Gegen Osten biegt dieses System herab, Es zählt auf der Ruhalpe 1785 m, auf der Grebenze erreicht es noch 1870 m, biegt aber von dort gegen Osten stark herab, anzeigend, daß der Neumarkter Sattel eine Einwalmung im Gebirge ist.

Auch zwischen den Niederen Tauern, wo wir die Verebnungen dieser Art schon als Firnfeldniveau kennen gelernt haben (S. 83), und dem Bergkamm südlich von ihnen ist eine Herabbiegung des Niveaus vorhanden. Im Wadschober liegt das Niveau 1789 m hoch. Blickt man von der Grazer Hütte gegen Südwesten, so sieht man vom Wadschober sich die ausgebreitete Verebnung gegen Westen fortsetzen; sie wird durch den Einschnitt des Prebersee-grabens unterbrochen und hat im Kamm südlich des Lercheck eine Fortsetzung in zirka 1500—1600 m Höhe. Es ist unschwer feststellbar, daß die früher genannten Niveaus der Gurktaler Alpen (2000—2100 m), die Verebnungen des Wadschober, Lercheck, dann der Boden des Preberfessels und beim Prebertörl (S. 83) eine einstmals

*) Abbildung der Verebnung der Zechnerhöhe in Zeitschrift des D. O. A. B. 1923, S. 49.

zusammenhängende, in einer Höhe liegende Oberfläche, die alte Gebirgsoberfläche, waren, deren heute verschiedene Höhenlage auf Verbiegungen zurückgeht.

Diese Niveaus des Lungau — zirka 2100 m, zirka 1800 m, dazu noch eines um 1500 m (z. B. Mitterberg bei Mauterndorf, Rücken südlich des Vercheßs bei Samsweg, westlich des Rosaberges) könnten auch als etappenweises Tiefschneiden aufgefaßt werden (100). Wahrscheinlich ist diese Auffassung nicht, denn wie käme, wenn es nicht Herabbiegungen wären, das Tertiär bei Samsweg in seine tiefe Lage.

Im Lungau (gut aufgeschlossen auf dem Weg von Samsweg gegen den Prebersee) liegen flach gefaltete sandige, feinkonglomeratische und tegelige Sedimente des Untermiozäns. Dasselbe ist der Fall im Sattel südlich von Schöder und Oberwölz. Diese Tertiärschichten liegen eingemuldet, ihre Auflagerungsfläche ist dieselbe Fläche, die nördlich und südlich vom Lungau über 2000 m hoch liegt. Die Figur 36 deutet diese Verhältnisse schematisch an. Wir kommen so zur Annahme von großen Verbiegungen, die mit leichten Faltungen des Untermiozäns, mit seiner Versenkung an Brüchen verbunden waren.

Wir kommen noch auf einem anderen Weg zur Feststellung, daß zur Bildungszeit der Konglomerate im Lungau nicht das Hochgebirge der Niederen Tauern bestand. Die Konglomerate des Untermiozäns haben keine so großen Gerölle wie jene, die in der Eiszeit befördert wurden und jetzt aus den Schladminger Tauern kommen. Die Kleinkörnigkeit der Konglomerate verträgt sich nicht mit der unmittelbaren Nähe des Hochgebirges. Ferner fehlen im Gegensatz zur eiszeitlichen und jetzigen Schuttförderung in den untermiozänen Konglomeraten die Kalke der Radstädter Tauern und das Krystallin der Schladminger Tauern; die Gerölle stammen aus dem Gebirge südlich des Lungau.

Daraus schließen wir auf Entwässerung gegen den Lungau und darauf, daß damals die Schladminger Tauern ein niedriges Bergland waren (82a).

Südlich vom Lungau und der Mur sind in den Gurktaler Alpen, wie schon angeführt wurde, ausgedehnte Ebenheiten von zirka 2000 m Höhe festzustellen. Ein Blick auf die Spezialkarte zeigt dies. An der Mofchlihen z. B. beginnt ein Kamm, der meist in großer Breite gegen Südosten weitergeht und der Rest einer Verebnung ist. Dasselbe ist der fast ebene Verlauf des Fadenberges.

Die Gurktaler Alpen senken sich gegen das Klagenfurter Becken stufenartig herab, was sich in der Höhenlage der Kämme ausdrückt. So sind die Kämme südlich des Gurktales 1200–1300 m, südlich des Metnitztales und des Mödringbaches 1450–1500 m, zwischen Glödnitztal und Gurktal 1700–1800 m hoch. Die Wahrscheinlichkeit ist groß, daß alle die alten Oberflächen, Verebnungen, welche auf den Kämmen der Gurktaler Alpen in so verschiedener Höhenstellung liegen, einst eine alte Oberfläche gewesen sind, die durch Verstellung (an Brüchen?) oder Verbiegungen in verschiedene Höhe gebracht wurden.

Im Gebiete des Neumarkter Sattels (82b) liegen hohe Verebnungen am Rücken der Seetaler Alpen (südlich des Zirbitzkogels von 2200 m bis 2088 m, nördlich davon in 2200–2100 m, überragt von steileren Gipfelbauten), auf der Grebenze (in 1800 m Höhe). Darunter liegen Talböden in verschiedenen Höhen (1800, 1500, 1400 m). Sie zeigen, daß die Seetaler Alpen und die Grebenze emporgewölbt wurden, während das Gebiet des heutigen Neumarkter Sattels einer Entwässerungsenke entsprochen hat. Auch noch tiefer finden sich Talböden, z. B. in 1200 bis 1188 m Höhe. Hier sei nur die schöne, weithin ausgedehnte Verebnung von P. 1038 bei Pöllau erwähnt.

Vom Kamm der Seetaler Alpen steigen gegen Osten, gegen den Obdacher Sattel, die Flächen in derselben Weise ab, wie gegen Westen zum Neumarkter Sattel. Hier sind die sehr gleichmäßigen Flächen der Saveté-Ulm zu nennen.

Die Seetaler Alpen und die Saualpe sind wahrscheinlich als Ganzes eine Aufwölbung der alten Oberfläche, wobei die Achse der Wölbung und der nord-südlichen Kammerstreckung zusammenfällt.

Bemerkenswert sind die Verhältnisse bei Leoben (83). Der Abfall des Gleinalpenzuges gegen das Murtal ist durch ein Gewirr von Gräben zerschnitten. Wenn man gegen den Kamm aufsteigt, so hat man von etwa 1200 m Höhe an dieses Grabengewirr hinter sich, es ist in die Tiefe gesunken und man steht in einer anderen Landschaft. Da liegt vor uns der ruhige Hauptkamm mit seinen gerundeten Ruppen und einem weiten Entwässerungsnetz. Es ist da eine hochgelegene Reihe von Verebnungen vorhanden. So ist z. B. der oberste Große Gößgraben ein breites Wiesental, in dem der Bach inolge des geringen Gefälles Schlangenwindungen macht. Dieses alte Tal wird von 300—400 m hohen Hügeln, den heutigen Gebirgskämmen überragt.

Dieses alte Talsystem (Altzyklus) wurde nicht nur durch eine einfache Hebung des Gebirges außer Kraft gesetzt, sondern es treten an bestimmten Linien, die heute tiefe Furchen darstellen (z. B. Trasattellinie: Trasattel—Oberster kleiner Gößgraben—Preßler—Großer Gößgraben beim Moderer), junge Bewegungen des Gesteinskörpers auf, welche die alte Landoberfläche vorstellen. Wir haben also unten in den vielen kleinen und steilen Gräben immer einen jungen Tiefschurf. Der Jungzyklus sucht den Altzyklus zu zerstören, indem er seine Gräben immer weiter nach rückwärts greifen läßt. Über dem Altzyklus

haben wir noch eine höhere Landoberfläche in kleinen Resten, der die heutige höchste Kammlinie angehört. Davon später!

Die Jungtertiärbildungen des Lungau wurden bereits früher erwähnt. Im Süden der Gurktaler Alpen und der Saualpe liegt die Weitung des Klagenfurter Beckens, erfüllt von diluvialen und jungtertiären Ablagerungen über alten, gefalteten Gesteinen. Die jungtertiären Gebilde sind in ihrem unteren Teile Lignit führende Zone des Untermiozäns (= Köflach, S. 134). Sie konnten nur abgelagert worden sein, als daneben kein Gebirge aufragte — die Feinheit der Ablagerung zeigt das. Darüber liegen mächtige Massen von Konglomeraten; d. i. das sog. Sattnikkonglomerat, das sich auf zirka 100 km Länge, von Bleiberg bis in das Windischgrazer Becken ausdehnt. Diese Konglomerate sind Äquivalente der mittelmiozänen Konglomeratbildungen von Steiermark (84). Sie sind der Schutt der sich hebenden Alpen aus jener Zeit, da die alte Gebirgs oberfläche zerstört wurde.

Es ist überaus bemerkenswert, daß das Sattnikkonglomerat von den Karawanken überschoben ist. In einem Stollen-ausschluß im Gebiete von Ferlach liegt das Sattnikkonglomerat unter den Triasgesteinen der Karawanken — ein Beweis dafür, daß in nachmittelmiozäner Zeit noch sehr kräftige Bewegungen im Gebirge stattgefunden haben.

Ähnliche Verhältnisse haben wir in der großen Längstalfurche vom Lungau bis zum Semmering (85). Die ältesten jungtertiären Bildungen sind schlammig-sandiger Natur: Mergelschiefer, Ton-schiefer, Sande, Kohlen. Das sind Ablagerungen aus ruhigem Wasser und Seen. Diese Schichten können nicht neben einem hohen Gebirge entstanden sein, wie ein Vergleich mit den heutigen

Flußablagerungen zeigt. Daher muß die heute vorhandene Höhendifferenz von Berg und Tal erst nach der Ablagerung dieses Untermiozäns eingetreten sein.

Im Lungau sind die untermiozänen Bildungen etwas größer (S. 130). Sie zeigen den Bestand eines niedrigen Berglandes in der Umgebung an.

Wenn wir die Auflagerungsfläche des Lungauer Miozäns (zirka 1000 m Seehöhe) mit der zirka 2000 m hoch liegenden alten Gebirgsoberfläche vereinigen (Fig. 36) und die heutige Höhendifferenz auf Verstellung, Verbiegung, also auf nachuntermiozäne Bewegungen zurückführen, so bekommen wir für die Höhendifferenz der Kammhöhen der Schladminger Tauern zur alten Gebirgsoberfläche die Zahl von höchstens 600—700 m (Firnfeldniveau — 2200 m, Hochgolling — 2800 m). Über den Feinablagerungen des Untermiozäns liegen im Mur- und Mürzgebiete Schotterbildungen — heute Konglomerate — wahrscheinlich mittelmiozänen Alters. Diese Grobablagerung zeigt eine Bodenbewegung, eine Höherhaltung der Alpenoberfläche an, durch welche die alte Gebirgsoberfläche zerstört worden ist. Sie entsprechen einem durch Hebung verursachten Tiefenschurf im Gebirge. Diesen Bewegungen entsprechen die Störungen in den Tertiärschichten.

In der Grazer Bucht haben wir folgende Verhältnisse (86): Im Untermiozän gibt es eine Feinablagerung am Gebirgsrande. Die Kohlen des Köflach—Boitsberger Beckens mit ihren feinkörnigen Begleitgesteinen werden abgelagert. Die Ablagerungen sind so fein, daß daneben kein Gebirge aufgeragt haben kann. Allerdings geht der Ablagerung der kohlenführenden Schichten von Köflach—Boitsberg—Eibiswald—Wies im Gebiete der beiden letzten Orte die Bildung der Radelkonglomerate voran, die auf ein kräftiges Relief in der südlichen Koralpe schließen

lassen (S. 140). Wenn im folgenden von der untermiozänen Feinsedimentation, die vielleicht tief-mittelmiozän ist, die Rede ist, so bezieht sich das auf die kohlenführenden Süßwasserschichten der östlichen Zentralalpen. Im Mittelmiozän (II. Mediterranstufe) trat eine Höferschaltung des Gebirges ein. Die Folge waren große Schuttströme, die sich aus dem Gebirge in das Meer der II. Mediterranstufe ergossen und südlich von der Kainach eine weite Verbreitung haben („Konglomeratbildungen des Leithakalkes“). Dann folgte Verfeinerung der Ablagerungen, bis im mittleren Teile der sarmatischen Stufe wieder vom Ostalpenrande ein Geröllstrom ausging. Es lagerte sich ein Schuttdelta ab, das sein Einzugsgebiet in der südlichen Koralpe und im Pohruß hatte.

Wir überblicken die Verhältnisse. Im Untermiozän haben wir am Gebirgsrande bei Köflach-Boitsberg Feinablagerung, daher in der Nachbarschaft nur eine Landschaft mit geringen Höhenunterschieden. Etwas anderes ist das im Gebiete von Eibiswald-Wies, das auch hinsichtlich der Süßwasserablagerungen nicht unmittelbar mit Köflach-Boitsberg verglichen werden kann. Unter den kohlenführenden untermiozänen Eibiswalder Schichten liegen überall die Blockschichten des Radelkonglomerates, die bei Köflach fehlen. Wir schließen daher, daß im Gebiete der südlichen Koralpe vor dem Untermiozän oder noch im Untermiozän ein stärkeres Relief vorhanden war (86a).

Im Mittelmiozän gab es tektonische Bewegung (Faltung, Brüche, Aufwölbung, Hebung), deren Folgen einerseits eine Senkung am Alpenostrande, das Eindringen des Meeres in das inneralpine Wiener Becken und in das Grazer Becken, andererseits das Heraussteigen des Gebirges, dessen Folge die Ablagerung grober Konglomerate war. Dann kam ruhige Feinablagerung im Untersarmat, im Mittelsarmat ein Schuttstrom als Folge der Hebung im Gebirge.

Wie hat zur Zeit des Untermiozäns der Rand der Alpen in der Grazer Bucht ausgesehen? Es wurde die Meinung ausgesprochen, daß der Gebirgsabfall der Bucht schon in seiner Anlage damals vorhanden gewesen sei. An diesen Rand der Alpen mündeten enge, steilwandige Täler in die Hügelandschaft, des Jungtertiärs heraus. Über diesen Tälern ziehen hohe, breite Verebnungen hin (Fig. 40), Annagraben. Es stehen also junge Talbildung und alte hohe Flächensysteme gegenüber. Man müßte also, wenn der Gebirgsabfall bereits im Untermiozän bestanden hätte, annehmen, daß die Bäche über dem Steilabfall des Gebirges mit Schnellen und Wasserfällen herabgekommen seien. Es fehlen aber derartig grobe Ablagerungen, welche Bäche mit lebhaftem Schuttransport in die untermiozänen Randseen der Tertiärbucht von Graz ergossen haben müßten.

Wir erkennen die Meinung, daß der Gebirgsrand im Untermiozän schon bestanden hätte, als unmöglich. Die Beschaffenheit der untermiozänen Süßwasserschichten am Rande der Grazer Bucht macht es unmöglich, daß zur Zeit der Bildung dieser Tone, Feinsande und Kohlen bereits ein Gebirgsabfall aufgeragt hätte. Daher muß der heutige Gebirgsabfall in späterer Zeit entstanden sein. Daher schließen wir auf eine Höherhaltung des Gebirges.

Wir wollen hier — scheinbar unvermittelt — diese Erörterung abbrechen und erheben nun die Frage nach den Äquivalenten der Augensteinfelder in unseren östlichen Zentralalpen.

Die Auflagerungsfläche der untermiozänen Schichten liegt bei Schwanberg in 200 m Seehöhe. Die Feinheit der Sedimentation bedingt, daß nur eine Landschaft von ganz kleinen Höhendifferenzen zur Zeit des Untermiozäns, nicht ein Steilabfall wie heute, daneben aufgeragt haben kann. (Fig. 37). Wir können der Auflagerungsfläche des

Untermiozäns nur die höchste Verebnungsfläche des Randgebirges der Koralpe parallelisieren. Das ist der 2000 m hohe Boden von Hochseealpe und Hühnerstüngen, über dessen breite, ebene Fläche sich der Koralpenspeik nur 150 m hoch erhebt. Wir kommen so zur Annahme einer gesamten Höherhaltung des Gebirges um 1800 m (von 200 m auf 2000 m Seehöhe). Das entspricht, wenn wir es als Winkel rechnen, einer Größe von $6^{\circ} 25'$. Der Boden der Hochseealpe senkt sich gegen Norden auf 1500 m herab — in der Umgebung der Hebalpe haben die Verebnungen der Rämme diese Höhe. Rechnet man den Winkel Schwanberg—Hebalpe, so ergibt sich die Zahl von $4^{\circ} 40'$

Bei Köflach liegt die Auflagerungsfläche des Untermiozäns auf dem alten Gebirge in 250 m Seehöhe. Die große Verebnung des Rammes südlich vom Gaberl auf der Stubalpe ist 1550 m hoch. Der Aufwölbungswinkel Köflach—Gaberl beträgt 5° . Es ist also hier eine mehr oder weniger kräftige, stufenweise Aufbiegung vorhanden, die am deutlichsten durch die oft bedeutende Schiefstellung des kohlenführenden Untermiozäns ausgedrückt ist.

Eine prächtige Verebnung ist das fast 2000 m hohe Plateau des Stubalpenspeikes und der breite, ebene Rücken des Weißenstein—Ammering in 2150 m Höhe (Fig. 38). Das ist ursprünglich eine Verebnung gewesen, deren heutiger Höhenunterschied auf spätere Verstellung zurückgeht. Wenn wir diese Verebnung mit der Auflagerungsfläche des Untermiozäns bei Köflach indentifizieren, so erhalten wir, die Verstellung als Winkel ausgedrückt, die Zahl $5^{\circ} 10'$. — In diesen Zusammenhang paßt es sehr gut hinein, daß lange Strecken des Abfalles der Stubalpe gegen Osten so aussehen, wie wenn eine alte, einst ebene Landoberfläche schief gestellt worden wäre; das ist z. B.

der Fall im Ramm Hirschegger Alpe—Paß, der eine Neigung von nur $3^{\circ} 35'$ hat. In der Koralpe wird die Schiefstellung offenkundig angezeigt durch den flachen steirischen und den steilen kärntnerischen Abfall. Auch das Stubalpengebirge hat gegen Westen einen Steilabfall, wie die Gehänge gegen den Obdacher Sattel zeigen.

Wir stellen uns vor, daß wir in den hohen Berebnungen der Koralpe und Stubalpe, in den Hochflächen der Rücken auf der Gleinalpe (Speiß—Lenzmaierkogel in fast 2000 m, Polsteralpe in 1800 m Höhe) die Reste einer alten Landoberfläche vor uns haben, die nach dem Untermiozän verstellt worden ist. Die Hebung hat nicht nur den Rand, sondern das ganze Gebirge betroffen.

Wir betrachten nun die mittelmiozänen Schichten des Grazer Hügellandes, die nahe an den Rand der Koralpe herantreten. Diese sind im Florianer Hügellande so fein, daß neben ihnen kein hohes Gebirge emporgeragt haben kann. Über diesen Florianer Tegeln (= Grunder Schichten) liegen die oberen Sand- und Schotterbildungen (Oberes Mittelmiozän), welche Schutttransport vom Alpenrande her anzeigen. Ein so plötzlich eintretender Wechsel im Charakter der Ablagerungen kann nur durch Höherhaltung im benachbarten Gebirge hervorgerufen sein. Aus den Verhältnissen des Mittelmiozäns, nämlich aus der Schotter- und Blockeinstreuung in die Äquivalente des Leithakalkes, ist auf Verkrümmung, Hebung des Randgebirges zu schließen. Gleichzeitig damit geht eine Senkung im mittelmiozänen Meeresbecken vor sich, wie die Riffe des Leithakalkes anzeigen.*) Die Folge dieser Bodenbewegungen war die Schiefstellung des Untermiozäns am Gebirgsrande, das aufgerichtet wird; es werden dabei sogar beträchtliche Winkel erreicht (40 — 60° im Rößlacher Gebiete).

*) Riffe wachsen nur auf sinkendem Boden zu größerer Mächtigkeit an.

Durch die Höferschaltung des Gebirges begann die Arbeit der Erosion. Die alte Gebirgsoberfläche wurde zerstört, es entstand ein niedriges Bergland mit Tälern von großer Breite und mit flachen Gehängen. Diese Täler sind vielleicht durch Einbiegung der alten Gebirgsoberfläche angelegt worden. Hierher gehört die breite alte Talung Paß—Edelschrott (Fig. 39), deren tiefster Punkt bei Edelschrott in 800 m Höhe liegt. Ferner gehören dazu im Gebiete des Sallagrabens die weiten Verebnungen von zirka 1000 m Höhe (z. B. der Rücken südlich vom Jägerwirt), die flach gegen den 1500—1600 m hohen Kamm aufsteigen. Hieher gehören auch die flachen Böden der Koralpe, deren schönste jene von Glashütten—Trahütten und Glashütten — P. 1026 sind (Fig. 17, 37 und S. 49); sie steigen von über 1300 m bis gegen 1000 m Höhe flach ab, um dann über einen Steilhang frei in der Luft auszustreichen, hoch hinaus gehend über das jungtertiäre Hüggelland. Die Beschaffenheit der an den Steilabfall des Gebirges angrenzenden Grunder Schichten zeigt, daß damals der Steilrand noch nicht bestanden haben kann, daß er — d. h. also die entsprechende Hebung des Gebirges — jünger ist als die Grunder Schichten des Miozäns. Dasselbe gilt für den Steilabfall, mit dem das Hochtal von Edelschrott über dem Gößnigbach endet. Dieser Steilabstieg kann auch nicht vorhanden gewesen sein, als dieses Tal aktiv war.

Im Gebiete der Stubalpe hat man eine Reihe von Verebnungsleisten, die auf Zeiten der seitlichen Erosion des fließenden Wassers, also auf Zeiten eines ausgeschalteten Tiefenschurfes schließen lassen. Diese Leisten müssen erst in ein System gebracht werden. Hier seien nur Geröllfunde erwähnt. Unter der Verebnung beim Gaberl (1550 m), findet man sehr selten Flußgeschiebe von Quarz, die von der Verebnung abgerutscht sind. Abgerutscht von einer

solchen Verebnung (wahrscheinlich von der Verebnung um 1470 m) sind Schotter an der Straße Gaberl—Weißkirchen in 1320—1360 m Höhe. Es sind Gerölle aus den Kalkalpen. Sie zeigen, daß nach der Zerstörung der untermiozänen Landoberfläche, auf der die Entwässerung von den Zentralalpen zu den Kalkalpen ging, die Entwässerungsrichtung umgekehrt wurde.

Die höchsten Verebnungen des Randgebirges sind der untermiozänen Auflagerungsfläche zu parallelisieren. Ihre Fortsetzung ist in den zirka 2000 m hohen Verebnungen der Gurktaler Alpen und des Lungau zu finden und diese sind eine Fortsetzung des Firnfeldniveaus. Wenn wir diese Parallele durchführen, so sind die Talsysteme von Paß—Edelschrott und von Glashütten und alle ihre Äquivalente mit der Hochtalsohle der Hohen Tauern gleichzustellen.

In der Altersstellung der hohen Verebnungen des Grazer Randgebirges sind die Forscher nicht einig (101). Insbesondere wird die Verbindung der Auflagerungsfläche der kohlenführenden Schichten von Köflach—Boitsberg mit den hohen Verebnungen angezweifelt. Ferner wird folgendermaßen geschlossen: Die alte Landoberfläche müßte jünger als untermiozän sein, denn die Seenlandschaft des Untermiozäns vertrage neben sich kein Gebirge. Dagegen ist einzuwenden, daß ja zur Zeit des Untermiozäns gewiß kein Gebirge, sondern nur niedrige Höhenzüge und Hügelreihen vorhanden waren, zwischen denen allerdings als sehr breite Furche die Senke des Mur- und Mürztales bestand.

Die Differenz der Meinungen verschwindet, wenn man die kohlenführenden Schichten von Eibiswald—Köflach ins tiefste Mittelmiozän stellt, zum gewissen Teile.

Im Grazer Hügellande gibt es eine sehr schöne, hochgelegene Landschaft, die dem Hochtalsystem angehört.

Das ist die Teichalpe im Hochlantschgebiete, die mit einer Sohlenhöhe von über 1100 m von höchstens 500 m hohen Bergen überragt wird. Da ist noch das alte Entwässerungssystem vorhanden, das in einer jüngeren Klamm, der Bärenschütz, den Anschluß an das heutige Flußnetz gefunden hat. Von Norden und Süden greifen die steilen Quelltrichter der Raab, des Tobergrabens usw. gegen dieses hohe Talsystem der Teichalpe vor und suchen es anzuzapfen; die Riegel sind nur mehr niedrig, welche die jungen Quelltrichter der kräftig tiefer gelegten Bäche noch von der alten, unberührten Hochtalandschaft trennen.

Nach der mittelmiozänen Hebung ist eine lange Zeit der Ruhe gewesen, eine Zeit, in der kein Grobschutt aus dem Gebirge gestrahtet wurde. Erst in der mittelfarmatischen Zeit gibt es wieder eine Bodenbewegung mit Höferschaltung des Gebirges. Diese obermiozäne Bewegung hat das Hochtalssystem durch den damit verbundenen Tiefenschurf zerstört, die Bäche griffen immer tiefer und tiefer.

Diese Zeit des Tiefenschurfes wird zu Anfang des Miozäns von einer neuen Entwicklung unterbrochen. Es geschieht eine gewaltige Aufschüttung von Schottermassen (Belvedereschotter), die in ein Relief eingefüllt wurden, das sich nicht mehr wesentlich von dem heutigen Zustande unterschieden hat. Diese Aufschüttung hat bei Graz ihre Unterfläche in 400 m Höhe, die höchsten Schotter liegen über 900 m. — Die Schotter sind verarmt, da es überwiegend Quarzschotter (S. 26) sind. Diese unterpliozänen Schotter erstrecken sich vom Gebirgsrande — auch über das Gebirge selbst sind sie verstreut und auf zahlreichen Verebnungen erhalten — bis weit nach Ungarn hinein.

Die Verarmung des Belvedereschotter zeigt uns, daß die Zeit ihrer Beförderung keine Zeit großen Tiefenschurfes war. Denn die Flüsse haben damals bereits

bestehenden Schutt abgeräumt, nicht aber oder nur wenig frisches Material gefördert. Vielleicht sind ältere, weiter innen in den Alpen gelagerte Schotterkörper umgelagert worden, die schon verwittert waren, so daß nur die widerstandsfähigen Quarze übrig blieben.

Nach dieser Zeit der Aufschotterung kam es wieder zum Einschneiden des fließenden Wassers. Es ist aber dieser Tiefschurf nicht in einer gleichmäßigen Linie erfolgt, sondern die Bäche gruben ein, dann folgte eine Zeit der Ruhe, so daß die Gewässer ihre Betten stark verbreiteten, also breite Talauen schufen. Dann erfolgte wieder das Einschneiden des fließenden Wassers, dann wieder die Verbreiterung usw. Die Folge ist, daß am Ostrande der Zentralalpen eine Taltreppe entstand. So hat man bei Graz Talböden in 700, 640, 620, 580 m usw. Jedem solchen Boden entspricht eine Pause im Einschneiden und Vertiefen, eine Zeit der Talverbreiterung. Diese Vorgänge füllten das mittlere und obere Pliozän aus.

Wir bekommen also folgendes Bild für den Ostrand unserer Alpen: Die Augensteinfeldern waren noch im Untermiozän aktiv. Mit ihnen sind die höchsten Verebnungen im zentralalpiner Gebirge östlich von Ratschberg und Radstädter Tauern zu vergleichen, die Niveaus um 2000 m — wenn wir von den Einwalmungen dieser Oberfläche absehen; diese Verebnungen der alten Gebirgsoberfläche lassen sich bis an den Ostrand der Zentralalpen verfolgen. Es haben also die Kalkalpen und die Zentralalpen im Untermiozän das Aussehen eines Hügellandes oder eines niedrigen Berglandes mit sehr breiten Tälern gehabt. Die Fortsetzung dieser alten Gebirgsoberfläche liegt im Firnfeldniveau der vergletscherten Gebiete.

Die Augensteine weisen auf ein Flußsystem von sehr geringem Gefälle und unbedeutendem Tiefschurf

hin. Damit stimmt die Art der untermiozänen Ablagerung überein.

Die alte Gebirgsoberfläche hat nicht überall die große Höhenlage, sie ist streckenweise herabgebogen, eingewalmt. Das ist der Fall in den langen, durch Untermiozän ausgestatteten Streifen, der aus dem Lungau über Schöder und Oberwölz geht und seine Fortsetzung im Judenburg-Knittelfelder Becken hat. Dasselbst sind die Miozänablagerungen z. T. tief versenkt (87), wie z. B. die Fohnsdorfer Tiefbaue auf Kohle zeigen. Ebenso sind sie am Obdacher Sattel eingebogen, wo die untermiozänen Süßwasserschichten eine tiefe Mulde (Synklinale) bilden. Ähnliche tektonische Bilder liefert das Miozän im Mürztal. Von den Störungen werden noch die mittelmiozänen Konglomerate betroffen; es sind also die Störungen auf einen größeren Teil des Mittelmiozäns ausgedehnt gewesen oder es sind noch jüngere Störungen vorhanden. Daß die Bodenbewegungen kräftig gewesen sind, geht aus der Stärke der Störungen hervor.

Daß die alte Gebirgsoberfläche nicht durch eine einfache Hebung zerstört wurde, sondern daß es Aufwölbungen und Einmuldungen großen Stiles waren, geht aus den folgenden Zahlen ihrer Höhenlage hervor: Köflach — 300 m — 500 m; Stubalpenspeik — 2993 m; Ammering — 2180 m; Obdach — 850 m und tiefer; Fuchsfogel — 2000 m; Goldachnock — Kirbisch — Kreischberg — 2100 — 2050 m, Kremsgebiet — 2100 — 2176 m. Das ergibt auf dieser O-W-Strecke ein fortwährendes, meist sehr weitspanniges Auf und Nieder.

Nun haben wir noch die Frage nach der orographischen Höhenlage der Verebnungen zur Zeit ihrer Aktivität zu erörtern: Ist die alte Gebirgsoberfläche in derselben Meereshöhe gebildet worden wie sie heute liegt?

Wenn wir ganz davon absehen, daß diese alte Gebirgsoberfläche heute schon stark verstellt ist und sich in ganz verschiedenen Niveaus befindet, so gibt es, um das 2000 m Niveau zu erklären, nur zwei Möglichkeiten:

a) Der Meeresspiegel war in 1500—1800 m über dem heutigen Meeresspiegel gelegen, so daß sich die Berebnungsfläche nur wenig über ihn erhoben hat. Wenn der Meeresspiegel nur 1000 m hoch gewesen wäre, so müßte z. B. ganz Böhmen überschwemmt gewesen sein. Wir kennen aber die niedrig liegende Strandlinie des untermiozänen Meeres am Rande der böhmischen Masse. Es ist also eine unmögliche Annahme, daß der Meeresspiegel einst so hoch gewesen wäre.

b) Es sind Hebungen im Gebirgskörper eingetreten. — Nur das kann die Lösung der Frage sein. Die Zerstörung der alten Gebirgsoberfläche ist durch tektonische Bewegungen an der Wende von Unter- und Mittelmiozän und im Verlaufe des letzteren geschehen. Wir haben nach dieser Bewegungsphase im Felsgerüste der Alpen noch jüngere tektonische Phasen kennen gelernt. Die jüngsten haben wir am Ostrande der Alpen im Pliozän, in den Südalpen im Quartär gesehen.

Im Inntale ist das Anzeichen einer ganz jungen Bewegung festgestellt worden (88). Unter der diluvialen Schottermasse liegt die Felssohle bei Hall unter 360 m, bei Wörgl in 400 m Seehöhe. Daher bildet die Felssohle eine Wanne, was nur durch eine ausgedehnte Verbiegung erklärlich ist. Das ist eine Abwärtsbewegung gewesen, deren Art sich in der Beschaffenheit der Aufschüttung zeigt: eine rhythmische Sedimentation mit mehrmaliger rascher Senkung und darauffolgender Verlandung eines Sees. — Ähnliche Verhältnisse bietet das Salzachtal, wo man im Pinzgau die Zone der Verschüttung, also der Senkung, unter Bruck-Fusch die klammartige Enge, die

Hebung hat. Das deutet um so mehr auf Verbiegung, als auch mit der klammartigen Enge eine Hebung im Gipfelniveau der Kalkalpen parallel geht. Diefelben Verhältnisse haben wir im Ennstal oberhalb des Gefäufes, an der Drau ober Bleiburg.

Auch andere Gesichtspunkte drängen zur Feststellung von ganz jugendlichen Bewegungen (88a). In vielen großen Alpentälern hat man folgende Ablagerungsreihe, die von unten nach oben aufgezählt ist: Moräne — Sedimente in Seen — Flußschotter — Moräne. Die Spiegel der Seen liegen höher als die zugehörigen Fels-schwellen am Ausgang der großen Alpentäler. Es kann nur eine Erklärung geben, nämlich jene, daß die Alpen in der Zwischeneiszeit tiefer lagen als heute, woraus sich Bewegungen im Felsgerüste des Gebirges ergeben.

Diese quartären Bewegungen sind mit jenen zu vergleichen, die wir in Südtirol bereits kennen gelernt haben.

Die Rückläufigkeit des Inntales, ferner die auf der Strecke Admont—Gröbming bis 192 m Tiefe absteigende Einmündung des Ennstales sind der Ausdruck einer großen Verschüttung der Alpentäler.

Anderere Spuren von quartären Bewegungen kennt man aus der Verbiegung eiszeitlicher Schotterbildungen und von den Randseen der Alpen, die wenigstens zum Teil durch ein Rückfinken des Alpenrandes gegen das Borland entstanden sind.

Ferner ist es wahrscheinlich (105), daß die Schotter-fluren der Alpentäler und des Alpenvorlandes an Schollenbewegungen, an Hebungen und durch diese bedingte Behebung der Abtragung geknüpft sind.

Aus den Gefäufbergen ist die Möglichkeit junger Bewegungen bekannt gemacht worden (106). In der Gipfelregion gibt es viele Altformen — z. B. die Schräg-

fläche, die vom Großen Pyrgas gegen NW herabsinkt, das Gipfelplateau des Großen Buchsteins. Es ist nur möglich, daß die hoch gelegenen Schrägflächen der Gipfel sich in viel tiefer gelegene Schrägflächen fortsetzen (Fig. 44). Die ursprünglich zusammenhängenden Altflächen werden durch an Verwerfungen erfolgende stärkere Heraushebung eines Teiles in Streifen zerlegt und zwischen den nun höheren und tieferen Teilen der Altfläche liegt eine Zone von Neuförmigen, von Wänden und Schroffen.

Als Zeugen der Hebung und Zerstörung der Altflächen können die großen Schuttauflüchtungen gelten, die man allerdings auch für Zeugnisse von Klimaänderungen halten kann.

Als Beispiel (Fig. 45) dienen Reichenstein und Sparafeld. Vom Reichenstein (2247 m) sinkt die Altfläche auf die Treffneralm (1520 m), vom Sparafeld noch viel tiefer herab.

Aus dem Verhalten zu den eiszeitlichen Moränen kann man auf ein quartäres Alter schließen.

Wir haben erkannt: Die alte Gebirgsoberfläche (= Firnfeldniveau = Augensteinfelder), ein Hochtalssystem, das heutige Talssystem.

Die alte Gebirgsoberfläche (89) ist zeitlich, orographisch und nach dem Grade ihrer Ausbildung eine Einheit höheren Grades als die jüngeren Talssysteme. Sie greift über Kalk- und Zentralalpen gleichartig über. In den östlichen Zentralalpen, in Südtirol ist sie noch kein eigentliches Talssystem, sondern eine weite flachwellige Ebene. Dagegen hat sie im heutigen Hochgebirge schon eine Talgliederung hervorgebracht. Die jüngeren Talssysteme der Alpen zeigen eine Gliederung in Sohle und Hang, was bei der alten Gebirgsoberfläche nur in beschränktem Maße der Fall ist.

Die Ausbildung der alten Gebirgsoberfläche ist nicht an ein älteres durch Tiefenschurf entstandenes Oberflächen-system gebunden. Sie ist aus der Uroberfläche, von der die Gipfelflur der hohen Berge übriggeblieben ist, herausgearbeitet. Das Hochgebirge, das sich über die alte Gebirgs-oberfläche erhebt, ist also die Restform eines ganz alten Reliefs.

Der Tiefenschurf, der die alte Gebirgsoberfläche herausarbeitete, hat die Anlage der Hochgebirgsgruppen dadurch geschaffen, daß die Uroberfläche zerschnitten wurde. Über die alte Gebirgsoberfläche ragt das Hochgebirge steil und eigentlich fremdartig auf. Der Gefällsbruch, mit dem das geschieht, ist jene Linie, an der für die Talgründe der alten Gebirgsoberfläche der Talhintergrund, der Talschluß, ansetzte. Das ist der Knick, mit dem vom Karboden oder vom Firnfeld die Hinterwand absetzt. Spätere Eisarbeit hat diese Grenze so hergestellt, daß sie immer deutlich als eine morphologische Kontur der Alpen hervortritt.

Diese Grenze ist auch Abtragungsebene der Schneegrenze genannt worden (90). Man hat gemeint, daß das Denudationsniveau (d. i. die Ebene bis zu der abgetragen werden kann) für die Alpengipfel in der Eiszeit durch die Eisstromhöhe gegeben gewesen sei. Das könnte natürlich für die eiszeitlich hochvergletscherten Gebiete stimmen, nicht aber für die randlichen, schwach oder nicht vergletscherten Gebirgsgruppen. Es befriedigt der Versuch, die untere Grenze der Hochgebirgsformen nur als die obere Grenze des Eisschurfes zu deuten, durchaus nicht. Es müßte der Gletscherschurf plötzlich einsetzen. Es müßte, um die Formen erklären zu können, das Vorhandensein eines Knickes angenommen werden. Das ist notwendig, weil ja gerade an den in Betracht kommenden Stellen der Eisschurf gering ist. (Randluft, S. 38).

Die Grenze zwischen Hochgebirge und alter Gebirgs-oberfläche ist kein Element der heutigen Formung, sie ist

durch die jüngeren Hebungen der Alpen außer Kraft gesetzt worden (91). Die jüngere Erosion ist noch lange nicht bis zu ihr vorgerückt, aber sie ist auch heute wirksam wegen des Formengegensatzes, der durch den alten Tiefenschurf angelegt worden ist; sie ist eine Zone der stärkeren Verwitterung und Rückschreiten der Wände und Verhüllung durch Schuttmaterial. — Eine besondere Bedeutung hat die Grenze in den Gletschergebieten. Es sammeln sich an ihr die Firnmassen. Diese scheuern die Oberfläche ab und verstärken den Formengegensatz. Die Gletscher erhalten die an der Grenze aneinanderstoßenden, verschiedenen Formen, daher fallen Schliff- und Schurfgrenzen zusammen.

Das Hochgebirge überragt die obersten Verflachungen der alten Gebirgsoberfläche. An ihm arbeiten seit langer Zeit nur mehr örtliche Abtragungsvorgänge, besonders die Frostwirkung. Daraus ergeben sich die scharfen Formen des Hochgebirges, das scheinbar keine morphologische Beziehung zu seiner verflachten Umwelt hat — man denke, um einen besonders grassen Fall anzuführen, an die ganz isoliert aufragende Langkofelgruppe in Südtirol.

Das Ausmaß und der Grad der Hochgebirgsentwicklung ist durch die Raumfrage gegeben (92). Je stärker die durch den Gebirgsbau bedingte Verengung des Raumes ist, desto stärker ist die Hochgebirgsart entwickelt. Es kommt da in erster Linie als Grundbedingung die ursprüngliche Anlage des Gebirges in Betracht, nämlich das Verhältnis seiner Höhe zur Breitenentwicklung. Man vergleiche die schmalen Westalpen mit den breiten Ostalpen.

Die Verwitterung allein kann kein Hochgebirge schaffen. Die Hochgebirgsformen sind nicht klimatisch bedingt. Das zeigt bei gleicher Schneegrenzhöhe die heutige Höhe der Hochgebirgsformen: im Kaisergebirge unter 2000 m, im Dachstein weit über 2000 m.

Die alte Gebirgsoberfläche ist die älteste Oberflächenform, die durch rückschreitende Erosion gebildet worden ist. Die Form, aus der die alte Gebirgsoberfläche durch das fließende Wasser herausgeschnitten wurde, ist die Uroberfläche der Alpen — nebenbei bemerkt: Es ist vollständig noch nicht zu ersehen, wie viele „Uroberflächen“ jener genannten „Uroberfläche“ vorausgegangen sind.

Der Anlaß zum Einschneiden der alten Gebirgsoberfläche in die Uroberfläche kann nur eine Höherhaltung des Alpenkörpers gewesen sein. Der Unterrand der über die alte Gebirgsoberfläche aufragenden Hochgebirge ist jene Grenze, bis zu welcher die rückschreitende Erosion gekommen ist. Das Hochgebirge darüber ist nicht mehr wesentlich in dieses Oberflächenniveau einbezogen worden. Die untere Grenze der alten Gebirgsoberfläche wird durch jene Grenze gegeben, bis zu der die nächst jüngere Erosion fortgeschritten ist.

Die alte Gebirgsoberfläche wurde durch das Einschneiden der Erosion zerstört (93). Dieses Einschneiden ist des öfteren erfolgt, wofür die übereinander liegenden Talleisten, Gesimse und Talböden die Zeugen sind. Mit jeder Zeit des Tiefschurfes wuchs die Zergliederung des Gebirges. Der Raum für die Täler wurde immer mehr beschränkt, die Täler werden immer steiler, schroffer und tiefer. Die Horizontalentfernung der Täler aber blieb gleich, daher mußten Gehängeneigungen und Talgefälle immer mehr zunehmen. Daraus ergibt sich, daß mäßige Neigungen, flächenhafte Tal-, Hang- und Kammentwicklung für die alten Oberflächenformen charakteristisch sind. Durch das scharfe Einschneiden der Täler und die immer steiler werdenden Talformen wird der Unblick der alpinen Täler mit ihren Steilformen hervorgerufen.

Die jungen Täler greifen in den Ostalpen meist weniger weit in das Gebirge ein als die alte Gebirgs-

oberfläche. In den Westalpen greifen sie weiter ein, so daß das nächst ältere in den Bereich des zweit- und dritt-älteren übergreift. Dadurch wird das sehr verschiedene Aussehen von Ost- und Westalpen bedingt.

Bisher war immer nur vom Einschneiden der Täler die Rede. Aber es ist wohl zu betonen, daß in der geringsten Entwicklung der Täler ein entgegengesetzter Zug in der oft starken Verschüttung liegt, welche besonders große Täler, aber auch viele Hochgebirgstäler erfahren haben. Sollte das ebenso auf Hebung und Senkung zurückgehen wie die Schotterterrassen der großen Täler, deren Schotter in einer Senkungszeit aufgeschüttet, in einer Hebungszeit aber durch Einschneiden des Wassers z. T. wieder ausgeräumt worden sind?

Wir unternehmen jetzt eine Altersgliederung der Bewegungsphasen des Alpenkörpers und der Alpenoberfläche. (94).

Der größte Teil des inneren Baues der Alpen, das Falten- und Überschiebungsgebäude, ist im Eozän und Oligozän fertig gewesen. Im Miozän wurden nur einzelne Teile der Alpen noch heftiger bewegt. Auf diese Tatsachen einzugehen, ist hier kein Anlaß. Es muß nur nochmals darauf verwiesen werden, daß nach den Hauptfaltungsakten die Alpen noch keine Gebirge waren. In das Oligozän und Eozän, vielleicht in noch ältere Zeit gehört die „Uroberfläche“, die Gipfelflur.

Sicher Untermiozän, aber noch in das Oligozän zurückreichend, ist die „alte Gebirgsoberfläche“, mit deren Aktivität die Ablagerung der untermiozänen Süßwasserschichten der östlichen Zentralalpen, des Dachsteingebietes, des Ostrandes der Zentralalpen gleichzeitig ist. Das Untermiozän war für einen großen Teil der Alpen eine Zeit der Ruhe, für Südofttirol dagegen eine Zeit grobklastischer Sedimentation, die durch eine Gebirgsbewegung hervor-

gerufen wurde. Man sieht also, daß nicht die ganzen Alpen in derselben Weise, in derselben Zeit bewegt werden.

Wenn man die Schichten von Eibiswald in das tiefe Mittelmiozän stellt (S. 140), so lassen sich die Radelkonglomerate mit den Konglomeratbildungen von Südoftirol (S. 107) vergleichen. Dann würden die Bewegungen in diesen fernen Gebieten zusammenfallen und das tiefe Mittelmiozän wäre die Zeit der Ruhe.

Jedenfalls aber ist es eine sichere Tatsache, daß nach dem miozänen Flachrelief nirgends mehr in den Alpen große, weitgedehnte flache Formen entstanden sind.

Die alte Gebirgsoberfläche wurde im Mittelmiozän durch tektonische Bewegungen zerstört. Im oberen Murgebiete wurden die Niederen Tauern gegenüber den südlichen Gebieten, die Gurktaler und Seetaler Alpen gegenüber dem Tamsweg-Seeauer Höhenzug, Seetaler- und Saualpe gegenüber der Neumarkter Senke höher geschaltet und es trat das Absinken des Judenburger-Knittelfelder Beckens ein.

Die Nördlichen Kalkalpen samt der Flinschzone, damit also auch der ganze Alpenkörper, wurden gegen Norden auf das Tertiär des Alpenvorlandes bewegt, an dieses angepreßt. In den östlichen Zentralalpen wird das Untermiozän stark verstellt. Am Ostrande treten diese Bewegungen nach der Ablagerung der Grunder Schichten auf. Es entstehen die Hochtäler. Gleichzeitig mit diesen Bewegungen des Alpenkörpers finden am Ostrande Senkungen statt, das inneralpine Wiener Becken bricht ein, das Gebiet des Grazer Hügellandes senkt sich, wie die Riffbauten zeigen.

Im Mittelmiozän sind die Hochtäler aktiv. Sie sind der erste Schritt zum Hochgebirge — die Alpen haben ihre ersten stark eingetieften Täler.

Im mittleren Teile des Obermiozäns haben wir Anzeichen von Gebirgsbewegungen am Ostrande der Zentral-

alpen in dem mittelfarmatischen Delta des steirischen Hügellandes. Diese Höferschaltung des Gebirges hatte das weitere Einschneiden der Täler hervorgerufen. Gleichzeitig damit geht die Schaffung jenes Talsystems der Salzburger Kalkalpen, das mit den Hausrußschottern zusammenhängt.

Im Unterpliozän geschieht die Verschüttung des Alpenostrandes und des angrenzenden Hügellandes durch die Belvedereschotter. In den Salzburger Kalkalpen entsteht der zweite Talboden.

Im Mittelpliozän beginnt die Entstehung der Grazer Taltreppe, die vor dem Quartär abgeschlossen ist und die Täler in den heutigen Zustand überführt. Gleichzeitig damit sind die Eintiefungen in den Kalkalpen.

Im Quartär haben wir in den Südalpen nach einer Höferschaltung des Gebirges die Ausbildung eines altquartären Flächensystems, dann eine Zeit der Verschüttung und darauf eine neuerliche Hebung, worauf das Einschneiden des fließenden Wassers bis zur heutigen Taltiefe führt. In den Tälern der Nördlichen Kalkalpen haben wir dieselbe Verschüttungsphase, von der auch die Zentralalpen reichliche Spuren aufbewahrt haben. Das „asiatische Stadium“ ist also ein allgemeines Ereignis für unsere Alpen gewesen.

Bei allen diesen Höferschaltungen des Gebirges sind die Täler immer tiefer und tiefer geworden. Das Gebirge hat immer mehr an Höhe zugenommen. Schließlich kam im Quartär das Eiszeitalter, das in den hohen Teilen der Alpen die Formen verschärfte und viele kleine Züge der Oberflächenformen schuf, die Schönheit unseres Gebirges durch Rare, Seen, Grate erzeugte.

Die Höferschaltungen des Gebirges sind nicht gleichmäßig fortlaufende Bewegungen. In der Ausgestaltung des Gebirgskörpers wechseln vielmehr lange Zeiten relativer Ruhe mit solchen intensiver Bewegung ab. Man darf die Entwicklung des Alpenkörpers zum Hochgebirge nicht

begreifen als große Summe kleiner Verschiebungen innerhalb einer sehr langen Zeit (108). Wenn man sich die Alpen Millimeter für Millimeter in langer Zeit gehoben vorstellt, so könnte die Abtragung mit der Erhebung gleichen Schritt halten — wie würde so ein Gebirge entstehen. Auch die innere Struktur — die Falten und Überschiebungen — zeigt, daß es sich dabei um relativ rasche Vorgänge handelt, welche den komplizierten inneren Bau des Gebirges geschaffen haben.

Die einzelnen Phasen der Höferschaltung müssen zeitlich weit von einander abstehen, denn sonst könnte nicht die stark hervortretende Gliederung in Stufen, in Talböden und steile Abstiege auf den nächst tieferen Boden entstehen. Bei langsamer und gleichmäßiger Hebung würde ein einheitliches Relief entstehen.

Nun fragen wir noch, ob in dem scheinbar so festgefügtten Bau der Alpen auch heute noch Spuren von Bewegungen erkennbar sind. Wir haben da — wie in so vielen anderen Gebieten (109) — Druckkräfte festzustellen. Beim Bau der großen Alpentunnels machten sie sich unangenehm bemerkbar. Im Karawankentunnel z. B. ging der Druck in SSO—NNW Richtung. Wie aus der Triangulation hervorgeht, ist der gesamte Alpenkörper von 1801 bis 1855 um 14 cm, von 1855 bis 1905 um 12 cm München näher gekommen.

Wir haben auf Höferschaltungen des Alpenkörpers aus seinen Oberflächenformen geschlossen. Die Erforschung alpiner Formen kann nicht ohne Hypothese über junge tektonische Vorgänge auskommen (95). Die Senkung der Erosionsbasis ist zu groß, um nur durch ein Sinken des Meeresspiegels erklärt zu werden. Wir müssen daher Bewegungen annehmen. Wir haben keinen Grund zur Annahme, daß der Meeresspiegel jemals eine wesentliche Änderung seiner Höhenlage ausgeführt hat. Wir werden

innerhalb kleiner Schwankungen mit der gleichen Lage des Meeresspiegels rechnen müssen.

Der Beweis ist leicht. Am Untersberg bei Salzburg streichen die ältesten Talböden in 1500 m aus. Daraus ergibt sich eine Hebung um 1100 m im Vergleiche zur Oberfläche des Alpenvorlandes. Es liegt da eine Schiefstellung der Kalkalpen, eine Aufwölbung vor. Diese Aufwölbung war nicht gleichmäßig. Die Übergoffene Alpe ist beiläufig 300 m höher gehoben worden als das Steinerner Meer. Zu diesen Störungen gehören wahrscheinlich Brüche.

Es ist fraglich, ob es sich nur um einfache Hebungen, um rein epirogenetische, um festlandsbewegende Bewegungen handelt. Die Alpen sind in ihrer Festigkeit durch Klüftung, Rassen, Verschiebungsflächen geschwächt und es wäre schwer, einen solchen Körper gleichmäßig zu heben. Die Alpen haben gebirgsbildenden Kräften gegenüber keine besondere Festigkeit. Ein neuerliches Einsinken derselben muß wegen der verschiedenen Widerstandskraft und der Bewegungsmöglichkeiten eine Änderung der relativen Lage der Stücke gegeneinander bedingen. Eine einheitliche Bewegung kann nicht stattfinden, denn man kann einen so zerbrochenen, tausendgliederigen Bau nicht so bewegen, daß er wie ein einheitlich gehobenes Stück ausieht.

Es ist daher wahrscheinlich, daß faltende Bewegungen in Betracht zu ziehen sind (96). Aber es kann sich nicht mehr um eine großzügige Faltung handeln, sondern nur mehr um Verbiegungen in großem Stile. Beispiele von solchen haben wir in der verschiedenen Höhenlage der „alten Gebirgsoberfläche“ in den östlichen Zentralalpen gesehen. Es sind das also Bewegungen, welche in der Form von großräumigen Verbiegungen einfache Hebungen vortäuschen, wobei zwischen den hochgekommenen Teilen des Gebirges solche liegen, die nicht so hoch kamen oder auch gesenkt wurden (z. B. Landoberfläche am Seckauer

Zinken über 2100 m, bei Fohnsdorf tief unter dem Meerespiegel in Form der Auflagerungsflächen des Untermiozäns (S. 127).

Wir kommen aber zu noch viel großartigeren Vorstellungen über die Bewegungen in den Alpen, zu Vorstellungen, die dem Geologen etwas Selbstverständliches und überaus Geläufiges sind. Wir erheben die Frage, wo der Schutt der Abtragung des Gebirges im Miozän und Pliozän ist, der auf das nördliche Alpenvorland gefördert sein mußte (97). Der Schutt, der im Eiszeitalter aus den Alpen in das Vorland gefördert wurde, steht in enger Verbindung mit den Alpen. Bei den älteren Schuttmassen aber fehlt z. B. der Schutt von der Zerstörung der Alpen nach der Aktivität der „alten Gebirgsoberfläche“ fast vollständig am nördlichen Alpenvorlande — wenigstens in ausreichendem Maße fehlt er. Zur Erklärung versagt eine einfache Hebung der Alpen. Wir können nur schließen, daß die Alpen als fertiges Hochgebirge an ihr heutiges Vorland aus einiger Entfernung herangeschoben wurde. Bei dieser Überschiebung ist der ganze grobe Schutt aus der einstigen Abtragung überfahren worden (Fig. 41). Dieses Ereignis muß in ganz junger Zeit geschehen sein. So kommen wir zur Vorstellung der Überfahung des nördlichen Vorlandes durch die Alpen als ganzer Körper. Am Ostrande der Alpen, der mit dem Gesamtkörper mitgefahren ist, ist das Schuttinventar vollständig erhalten geblieben. Daraus erklärt sich der große Unterschied zwischen der Schuttfolge am Ostrande und vor der „Marschfront“ der Alpen.

Es ergibt sich nun aus den gesamten Ausführungen, daß die Alpen nie wesentlich höher gewesen sind, als sie heute sind.

Die Alpen sind durch Abtragung niedriger geworden und neuerliche Hebungsakte haben das Antlitz der Alpen

wieder verjüngt — durch das Eingraben von Tälern mit jungen Formen.

Die Alpen sind daher keine kümmerliche Ruine eines früher viel höher aufragenden Gebirges, sondern sie sind aus einer alten Hügellandschaft durch nachträgliche Höherhaltungen und Eintiefung der Täler zu einem Hochgebirge geworden.

Damit sind die Fragen beantwortet, die anfangs gestellt worden sind.

Du aber, Bergsteiger, der du mir bis hieher gefolgt bist, gib das Buch aus der Hand — es ist genug der Worte! Hinauf! Den Pickel zur Hand! Gedanke der Berse Baumbachs:

Und willst du an der Welt dich freu'n,
Am besten wird's von oben sein!
Frisch auf! Den Fuß gehoben!
Laß' Tintenfaß und Bücher ruh'n
Und klimme in den Nagelschuh'n
Nach oben!

Anmerkungen.

Hier werden jene Schriften angeführt, die für die betreffenden Abschnitte in Betracht kommen. Damit ist keineswegs gesagt, daß sich die vorgetragene Auffassung mit jener in der angeführten Literatur deckt.

1. Ampferer, *J. D. O. A. B.* 1915, S. 75, 77. Jahrbuch der geol. Bundesanstalt 1923, S. 125.
- 1a. Ampferer, Jahrbuch der geol. Bundesanstalt 1923, S. 124, 125; 1924, S. 117.
2. Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, II. Bd., S. 151, I. Bd., S. 236.
3. Besonders schön dargestellt in J. Stiny, *Technische Geologie*, S. 386.
4. Lautensach, Pencks *geograph. Abhandlungen*, N. F. I. S. 120.
5. Ampferer, Jahrbuch der geol. Bundesanstalt, Wien 1922, S. 206.
6. Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, II. Bd., S. 173.
7. Richter, *Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen*, S. 62.
8. Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, II. Bd., S. 157.
9. Alb. Heim, *Die Verwitterung im Gebirge*, Basel 1879, S. 21.
10. Richter, *Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen*, S. 72.
11. Richter, *Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen*, S. 27–36.
12. Penck-Brückner, *Alpen im Eiszeitalter*, I. Bd., S. 262.
13. Penck-Brückner, *Alpen im Eiszeitalter*, I. Bd., S. 116.
14. Böhm, *Jahrbuch der geol. Reichsanstalt*, Wien 1885, S. 523.
15. Richter, *Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen*, S. 1.
16. Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, II. Bd., S. 305; Richter, *Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen*, S. 1.
17. Distel, *Mitteilungen der Münchener Geograph. Gesellschaft*, VII. Bd., S. 74.
18. Salomon, *Adamellogruppe*, *Abhandl. der geol. Reichsanstalt Wien*, XXI. Bd., S. 461.
19. Creughburg, *Unfogel*, S. 13, 14, 27.
20. Richter, *Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen*, S. 2.

21. Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, I. Bd., S. 284.
22. Richter, Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 21, 46.
23. Richter, Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 22.
24. Richter, Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 17.
25. Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter. II. Bd., S. 607.
26. Richter, Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 3.
27. Richter, Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 4, 5.
28. Sölk, Zeitschrift für Gletscherkunde, XII. Bd., S. 22.
29. Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, I. Bd., S. 287.
30. Hobbs, Geol. Journal, Bd. 35, 1910, S. 151. Sölk, Zeitschrift für Gletscherkunde, XII. Bd., S. 30. Chamberlin, Geol. Journal, 1911, S. 193, 209.
31. Rebeisberg, Zeitschrift für Gletscherkunde, XI. Bd., S. 162.
32. Salomon, Adamello, S. 464.
33. Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, I. Bd., S. 266. Creuzburg, Anfogel, S. 13.
34. Krebs, Länderkunde der österreichischen Alpen, S. 72. Creuzburg, Anfogel, S. 13, 82.
35. Richter, Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 47, 48. Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, I. Bd., S. 265, 377. Wigner, Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1905, S. 59. Hauptmann-Heritsch, Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, math. naturw. Kl., Bd. 117, S. 433. Lehmann, Abhandlungen der Wiener geograph. Gesellschaft, XI. Bd., S. 50.
36. Richter, Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 28, 37. Creuzburg, Anfogel, S. 14, 19.
37. Richter, Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 57, 60. Finsterwalder, Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Z. D. D. U. B., I. Bd., S. 71. Creuzburg, Anfogel, S. 75, 76, 79, 95. Distel, Mitteilungen der Münchener Geograph. Gesellschaft, S. 93.
38. Heritsch, Festschrift zum 60. Geburtstage von R. Sieger.
39. Creuzburg, Anfogel, S. 12, 73.
40. Richter, Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 38-41.
41. Löwl, Über Talbildung. Richter, Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 48, 49. Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, I. Bd., S. 303. Lehmann, Abhandlungen der Wiener geograph. Gesellschaft, X. Bd., S. 16. Salomon, Adamellogruppe, S. 467, 471. Distel, Mitteilungen der geographischen Gesellschaft, VII. Bd., S. 46, 84, 87. Creuzburg, Anfogel, S. 61, 91. Lautensack, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, 1913,

- S. 16. Heydweiler, *Eclogae geol. Helvetia*, XV. Bd., S. 230.
 Sölich, *Forschungen zur deutschen Volks- und Landeskunde*,
 XXI. Bd., S. 450.
42. Penck-Brückner, *Alpen im Eiszeitalter*, I. Bd., S. 303, II. Bd.,
 S. 621.
 43. Penck-Brückner, *Alpen im Eiszeitalter*, I. Bd., S. 145, 287,
 299, 305. Lewy, *Ostalpine Formenstudien*, I. Bd., S. 161.
 44. Richter, *Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen*, S. 50.
 45. Lewy, *Geographische Zeitschrift* 1922, S. 76.
 46. Stiny, *Petermanns Mitteilungen* 1912, II. Bd., S. 247. Penck-
 Brückner, *Alpen im Eiszeitalter*, S. 305.
 47. Richter, *Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen*, S. 50.
 Stiny, *Petermanns Mitteilungen* 1912, II. Bd., S. 249.
 48. Die zuerst von Stiny geäußerte Meinung, die Trogform sei ein
 Resultat der Schutteinfüllung, weicht gänzlich von der herrschenden
 Lehrmeinung ab. Aus eigener Erfahrung stellt Heritsch fest, daß
 er in sehr zahlreichen Hochalpentälern noch nie einen Trog gesehen
 hat, der aus Felsboden besteht. Dieselbe Erfahrung wurde im
 Kaukasus gemacht: dort, wo Schutthalden den Übergang von
 Talsole zum Gehänge vermitteln, ist Trogform vorhanden. Vgl.
 Distel, *Abhandl. des Hamburger Kol. Inst.*, XXII. Bd., Reihe C,
 2. 1914. Lehmann, *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*,
 Berlin 1915, S. 213.
 49. Distel, *Mitteilungen der Münchener Geograph. Gesellschaft*,
 VII. Bd., S. 80.
 50. Heß, *Die Gletscher*, S. 123 ff. Heß, *Zeitschrift für Gletscherkunde*.
 IV. Bd., S. 70.
 51. Richter, *Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen*, S. 50, 51.
 Ampferer, *J. D. De. U. B.* 1915, S. 85. Drygalski, *Peter-*
manns Mitteilungen 1912, II. Bd., S. 9.
 52. Penck-Brückner, *Alpen im Eiszeitalter*. Penck, *Petermanns*
Mitteilungen 1912, II. Bd., S. 125.
 53. Distel, *Mitteilungen der Münchener Geograph. Gesellschaft*,
 VII. Bd., S. 87.
 54. Heß, *Petermanns Mitteilungen* 1903, S. 73. Ampferer, *J. D. De.*
U. B. 1915, S. 81. Penck-Brückner, *Alpen im Eiszeitalter*, S. 617.
 Crammer, *Zeitschrift für Gletscherkunde*, III. Bd., S. 148.
 55. Lucerna, *Zeitschrift f. Gletscherkunde*, V. Bd., S. 356. *Ergänzungs-*
heft 181 zu *Petermanns Mitteilungen*.
 56. Drygalski, *Petermanns Mitteilungen* 1912, II. Bd., S. 277.
 Lautensach, *Pencks geograph. Abhandl. N. F.* 1, S. 131.

57. Lehmann, Abhandlungen der Wiener geograph. Gesellschaft, XI. Bd., S. 34 ff. Distel, Mitteilungen der Münchener Geograph. Gesellschaft, VII. Bd., S. 95.
58. Lehmann, Abhandlungen der Wiener Geograph. Gesellschaft, XI. Bd., S. 52. Creuzburg, Anfogel, S. 87.
59. Creuzburg, Anfogel, S. 15, 16, 22, 27, 33, 13, 95, 84, 37. Pendl-Brüdnner, Alpen im Eiszeitalter, I. Bd., S. 314. Pendl, Mitteilungen des D. De. U. B. 1909, S. 274. Distel, Mitteilungen der Münchener Geograph. Gesellschaft, VII. Bd., S. 85.
60. Creuzburg, Anfogel, S. 68.
61. Creuzburg, Anfogel, S. 45 ff, 92. Pendl, Mitteilungen des D. De. U. B. 1909, S. 274.
62. Creuzburg, Anfogel, S. 83, 84, 87.
63. Distel, Mitteilungen der Münchener Geograph. Gesellschaft, VII. Bd., S. 66, 92, 96, 114. Lehmann, Abhandlungen der Wiener Geograph. Gesellschaft, XI. Bd., S. 63.
64. Ampferer, J. D. De. U. B. 1915, S. 78, 89, 90.
65. Ampferer, Jahrbuch der geol. Bundesanstalt 1922, S. 208.
66. Schwinner, Ostalpine Formenstudien, Bd. III/2, S. 12.
67. Staff, Zeitschrift der Deutschen geograph. Gesellschaft 1912, S. 75. Fetzner, Geographische Zeitschrift 1913, S. 185, 197. Machatschek, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1916, S. 13. Schwinner, Ostalpine Formenstudien, Bd. III/2, S. 2, 108.
68. Bodmer, Terrassen und Talstraßen in der Schweiz, S. 9. Pendl-Brüdnner, Alpen im Eiszeitalter, S. 431, 616. Lautensack, Pendls geograph. Abhandl. N. F. 1. 1912. Hendweiler, Eclogae geol. Helvetia, XV. Bd., S. 256.
69. Klebelsberg, J. D. De. U. B. 1920, S. 13. Brennerkarte des D. De. U. B.
70. Schwinner, Ostalpine Formenstudien, Bd. III/2, S. 109.
71. Schwinner, Ostalpine Formenstudien, Bd. III/2, S. 17, 75, 108, 112, 113.
72. Krebs, Pendls geograph. Abhandl., Bd. VIII/2, S. 36.
73. Machatschek, Ostalpine Formenstudien, Bd. I/4, S. 182. Dachsteinkarte des D. De. U. B.
74. Ampferer, Jahrbuch der geol. Bundesanstalt 1922, S. 215.
75. Ampferer, Jahrbuch der geol. Bundesanstalt 1922, S. 217.
76. Machatschek, Ostalpine Formenstudien, Bd. II/4, S. 260, 263, 261.
77. Götzinger, Mitteilungen der Wiener Geograph. Gesellschaft, 1913, S. 42 ff. Machatschek, Ostalpine Formenstudien, Bd. I/4,

- S. 270, 266. Winkler, Jahrbuch der geol. Bundesanstalt 1922, S. 39.
- 77a. Schmidt, Jahrbuch der geol. Bundesanstalt 1923, S. 260.
78. Spengler, Jahrbuch der geol. Reichsanstalt 1918, S. 450. Machatschek, Ostalpine Formenstudien, Bd. I/4, S. 273, 275, 165.
79. Götzinger, Mitteilungen der Wiener Geograph. Gesellschaft 1913, S. 56. Machatschek, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde 1916, S. 11. Schmidt, Sitzungsbericht der Wiener Akademie, math. naturw. Kl., 129. Bd., S. 556. Heritsch, Geologie von Steiermark. Heritsch, Grundlagen der alpinen Tektonik. Cornelius, Verhandlungen der geol. Staatsanstalt, 1920, S. 166. Machatschek, Ostalpine Formenstudien, Bd. I/4, S. 263.
- 79a. Petraschek, Kohlengeologie.
80. Stiny, Sitzungsbericht der Wiener Akademie, 131. Bd., S. 193.
81. Brückner, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1923, S. 160. B. Rinaldini, Ostalpine Formenstudien, Bd. II/3, 1923.
82. Östreich, Jahrbuch der geol. Reichsanstalt 1899, S. 205. Wigner, Sitzungsbericht der Wiener Akademie, 131. Bd., S. 248.
- 82a. Wigner, Jahrbuch der geol. Bundesanstalt 1924.
- 82b. Mayer, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 62. Bd., 1926.
83. Schmidt, Sitzungsbericht der Wiener Akademie, 129. Bd., S. 539.
84. Winkler, Mitteilungen der Wiener Geol. Gesellschaft 1914, S. 272.
85. Östreich, Jahrbuch der geol. Reichsanstalt 1899, S. 165 ff. Heritsch, Geologie von Steiermark, S. 60.
86. Winkler, Mitteilungen der Wiener Geol. Gesellschaft 1914, S. 267. Heritsch, Geologie von Steiermark. Machatschek, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1916, S. 7. Sölk, Sitzungsbericht der Wiener Akademie, 130. Bd., S. 270. Heritsch, Petermanns Mitteilungen, 1923. Heritsch, Geologie der Stubalpe, Erläuterungen zur geolog. Karte der Stubalpe, Graz 1923, S. 49. Heritsch, Die Kare der Koralpe, Siegers Feftschrift 1924. Wigner, Jahrbuch der geol. Reichsanstalt 1916, S. 299. Heritsch, Mitteilungen der Wiener Geograph. Gesellschaft, 65. Bd., 1922.
- 86a. Rieslinger, Verhandlungen der geol. Bundesanstalt 1924, S. 167.
87. Petraschek, Jahrbuch der geol. Reichsanstalt 1920. Stiny, Sitzungsbericht der Wiener Akademie, 131. Bd., 1922, S. 187. Stiny, Zentralblatt für Min.-Geol. Pal. 1922, S. 49.

88. Ampferer, Jahrbuch der geol. Reichsanstalt 1921, S. 75.
- 88a. U. Penck, Die Terrassen des Hartales in den Alpen, Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzungsberichte der preussischen Akademie der Wissenschaften, phys. math. Kl. 1922. U. Penck, Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen. Geol. Föreningens in Stockholm, Förhandl., Bd. 44, 1921. U. Penck, Die Gem-Schwungung, Verh. van het geol. mijnbouw. Genootschap voor Nederland en Kolonien, geol. Ser. D. VI., 1922.
89. Klebelsberg, Veffin. Alpen, S. 47.
90. Richter, Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen, S. 76.
91. Klebelsberg, Veffin. Alpen, S. 49.
92. Klebelsberg, Verhandlungen der geol. Bundesanstalt 1922.
93. Klebelsberg, Veffin. Alpen, S. 59.
94. Heritsch, Petermanns Mitteilungen 1923.
95. Schwinner, Ostalpine Formenstudien, Bd. III₂, S. 80. Machatschek, ebenda, I₄, S. 280.
96. Heritsch, Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. I, 1. Heft.
97. Ampferer, Jahrbuch der geol. Bundesanstalt 1923, S. 128, 130, 131; 1924, S. 131.
98. Klebelsberg, Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellschaft 1925.
99. Ampferer, Jahrbuch der geol. Bundesanstalt 1925.
100. Östreich, Tijdschrift, 1925.
101. Wigner, Sitzungsbericht der Wiener Akademie 1925. Winkler, Geologische Rundschau, XVII. Bd.
102. Klebelsberg, Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft 1924.
103. Penck, Die Naturwissenschaften, XII., 47. 1. Heft; dazu Klebelsberg, Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft 1925.
104. Klebelsberg, Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft 1925.
105. Stiny, C. M. G. P. 1923.
106. Ampferer, Zeitschrift für Geomorphologie, I. Bd.
107. Ampferer, Jahrbuch der geolog. Bundesanstalt 1925.
108. Ampferer, Zeitschrift für Geomorphologie, I. Bd.
109. Heritsch, Grundlagen der alpinen Tektonik.
110. Winkler, Geologische Rundschau, XVII. Bd.
111. Spengler, Zeitschrift für Geomorphologie, II. Bd., 1926.

Verzeichnis der wichtigsten morphologischen Literatur.

- A. Aigner. Eiszeitstudien im Murgebiete. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1905.
- Geomorphologische Studien über die Alpen am Rande der Grazer Bucht. Jahrbuch der geol. Reichsanstalt in Wien, 1916.
 - Geomorphologische Beobachtungen in den Gurktaler Alpen. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 131. Bd., 1922.
 - Vorzeitformen in den ostalpinen Zentralketten. „Zur Geographie der deutschen Alpen“. Festschrift F. R. Sieger, Verlag Seidl, 1924.
 - Über tertiäre und diluviale Ablagerungen am Südfuße der Niederen Tauern. Jahrbuch der geol. Bundesanstalt, 1924.
 - Über Talbildung am Südrande der Niederen Tauern. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 134. Bd., 1925.
 - Die geomorphologischen Probleme am Ostrande der Alpen. Geomorphologische Zeitschrift, I. Bd., 1925.
- D. Ampferer. Die Entstehung der Hochgebirgsformen, Zeitschrift des D. O. A. B., 1915.
- Über die Bohrung von Rum bei Hall. Jahrbuch der geol. Bundesanstalt in Wien, 1921.
 - Über morphologische Arbeitsmethoden. Jahrbuch der geol. Bundesanstalt in Wien, 1922.
 - Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. Jahrbuch der geol. Bundesanstalt, 1923.
 - Über die Verwendung von Schuttausstrahlungen zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen. Jahrbuch d. geol. Bundesanstalt, 1924.
 - Einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Zeitschrift für Geomorphologie, I. Bd., 1925.
 - Beiträge zur Morphologie und Geologie der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. Jahrbuch der geol. Bundesanstalt, 1925.
 - Über die tertiäre und diluviale Schuttausstrahlung der Alpen. Verhandlungen der geol. Bundesanstalt, 1925.
 - Über größere junge Formänderungen in den Nördlichen Kalkalpen. Zeitschrift für Geomorphologie, I. Bd., 1926.

- D. Baedeker. Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geograph. Jahresbericht aus Österreich, XII. Bd., 1922.
- U. Bodmer. Terrassen und Talstufen der Schweiz. Zürich, 1880.
- U. Burchard. Neue Erkenntnisse zum Stufenbau der Alpentäler. Petermanns Mitteilungen, 1923.
- J. Booman. The Andes of Southern Peru. American geographical Society of New York, 1916. Dazu E. Brückner, Zeitschrift für Gletscherkunde, 1922, XII. Bd., S. 57.
- H. Böcher. Fund von Untermiozän am Sedauer Zinken. Verhandlungen der geol. Bundesanstalt, 1926.
- H. B. Cornelius. Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayerischen Molasse. Verhandlungen der geol. Staatsanstalt in Wien, 1920.
- N. Creutzburg. Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiete. Ostalpine Formenstudien, Abt. 2, Heft 1, Berlin, 1921.
— Die Ankogel-Hochalmspitzgruppe als Beispiel der Methodik morphologischer Kartendarstellung in einem zentralalpinen Gebiete. Petermanns Mitteilungen, 1922. Mil.-Karte 1: 50.000.
- K. Diwald. Morphogenese der Ötztal Landschaft, Wien 1921, Selbstverlag.
- E. Distel. Die Formen alpiner Hochtäler. Mitteilungen der Geograph. Gesellschaft in München, 1912, VII. Bd.
— Ergebnisse einer Studienreise in den zentralen Kaukasus. Abhandlungen des Hamburger Kolonialinstitutes, XXII. Bd., Reihe C, II. Bd., 1914.
- E. Drygalsky. Die Entstehung der Trogtäler zur Eiszeit. Petermanns Mitteilungen 1912, II. Bd.
- E. Fels. Die Kare der vorderen Karwendelkette. München, Riedel 1921. (18. Jahresbericht der Sektion Hochland d. D. De. U. B. 1920).
- G. Götzinger. Über Alter und Entstehung der Oberflächen in den nordöstlichen Kalkalpen. Mitteilungen der Wiener Geograph. Gesellschaft 1913.
— Besprechung der neuentdeckten Dachsteinhöhlen. Mitteilungen des D. De. U. B. 1914.
— Mitteilungen über Augensteinfunde. Verhandlungen der geol. Reichsanstalt 1913, 1915.
- F. F. Hahn. Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitteilungen der Wiener Geolog. Gesellschaft, 1913.
— Geologie der Kammerkar-Sonntagshorngruppe. Jahrbuch der geol. Reichsanstalt in Wien, 1913.

- L. Hauptmann u. F. Heritsch. Die eiszeitliche Vergletscherung der Bösensteingruppe. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, math.-naturwissenschaftl. Klasse, 117. Bd., 1908.
- M. Heim. Die Verwitterung im Gebirge, Basel 1879. Die Gipfelsur der Alpen. Vierteljahrschrift der Züricher naturforschenden Gesellschaft. 67. Bd., 1922.
- F. Heritsch. Geologie von Steiermark. Graz, 1921.
- Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin, 1922.
 - Morphologie des Alpen-Ostrand des Grazer Bucht. Petermanns Mitteilungen, 1923.
 - Die Kare der Koralpe. Festschrift zum 60. Geburtstage von R. Sieger, 1924.
 - Tertiäre Lahniveaus im Stubalpengebiete. Mitteilungen der Wiener Geograph. Gesellschaft, 65. Bd., 1922.
 - Die jugendliche Hebung der östlichen Zentralalpen. Geomorphologische Zeitschrift, Bd. I, Heft.
- H. Hess. Die Gletscher. Braunschweig, 1905.
- Alte Talböden im Rhonegebiet. Zeitschrift für Gletscherkunde, 1908.
 - Der Taltrog. Petermanns Mitteilungen, 1903.
- E. Seydweiller. Geologie und Morphologie. Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardpasses. Eclogae geol. Helvetiae, XV. Bd.
- B. Silber. Taltreppe. Graz, 1912.
- F. Raugky. Die jüngeren Verbiegungen in den Ostalpen und ihr Ausdruck im Schwerebild. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, math.-naturwissensch. Klasse, 133. Bd., 1924.
- M. Rieslinger. Die vormiözene Oberfläche des Osthangs der Koralpe. Verhandlungen der geolog. Bundesanstalt, 1924.
- R. Reibelsberg. Südtiroler geomorphologische Studien. Zeitschrift des Ferdinandeums, 1912.
- Glazialgeologische Notizen vom bairischen Alpenrande. Zeitschrift für Gletscherkunde, VII. Bd., VIII. Bd.
 - Der Brenner. Zeitschrift d. D. Ge. U. B. 1920.
 - Zur Morphologie der lessinischen Alpen. Ostalpine Formenstudien, Abt. III, Heft 1. Berlin, 1921.
 - Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verhandlungen der geolog. Staatsanstalt in Wien, 1922.
 - Das Antlitz der Alpen. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 77. Bd., 1925.
 - Die Erhebung der Alpen. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 1925.

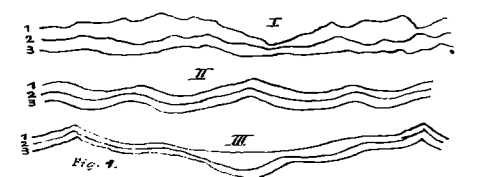
- N. Klebelsberg. Problem der alpinen Quartärgeologie. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 1924.
- F. Kofmat. Die morphologische Entwicklung der Gebirge am Tsonzo und an der oberen Save. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1916.
- N. Krebs. Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürzt. Pencks geographische Abhandlungen, Bd. VIII₂.
— Länderkunde der österreichischen Alpenländer.
- J. Lautensach. Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde, IX. Bd., 1914.
— Die Übertiefung des Tessingebietes. Pencks geograph. Abhandl. N. F. Heft 1, 1912.
— Über den heutigen Stand unserer Kenntnisse vom praeglazialen Aussehen der Alpen. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1913.
- O. Lehmann. Der Stand der morphologischen Kenntnisse vom Kaukasus. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1915.
— Die Bodenformen der Adamellogruppe. Abhandlungen der Wiener geograph. Gesellschaft, XI. Bd., 1920.
— Beiträge zur gesetzmäßigen Erfassung des Formenablaufes bei ständig bewegter Erdrinde und fließenden Wassers. Mitteilungen der Wiener Geographischen Gesellschaft, 1922, 65. Bd.
- F. Levy. Diluviale Talgeschichte des Werdenfeller Landes. Ostalpine Formenstudien, Abt. 1, Heft 1, 1920.
— Quartäre Formenentwicklung der Schlierseeer Berge. Ostalpine Formenstudien, Abt. 1, Heft 2.
— Quartärstudien in den Chiemgauer Bergen. Ostalpine Formenstudien, Abt. 1, Heft 3.
— Der Formenschatz des Eiszeitalters. Geographische Zeitschrift, 28. Bd., 1922.
— Die Gipfelflur der westlichen Ostalpen. Petermanns geograph. Mitteilungen, 1921.
— Die eiszeitliche Berggletscherung zwischen Dora Riparia und Etsch. Zeitschrift für Gletscherkunde, IX. Bd.
- F. Leyden. Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. Geolog. Rundschau, XIII. Bd.
— Grundfragen alpiner Formenkunde. Geolog. Rundschau, XV. Bd., 1924.
- N. Lichtenegger. Die Rag. Geograph. Jahresbericht aus Österreich. XIII. Bd., 1926.
- F. Lövl. Über Talbildung.

- R. Lucerna. Die Trogfrage. Zeitschrift für Gletschertunde, V. Bd.
 — Morphologie der Montblancgruppe. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft 181, 1914.
 — Der Klafferkeffel. Zeitschrift des D. Oe. A. B. 1924.
- F. Machatschek. Tal- und Glazialstudien im unteren Eisackgebiete. Mitteilungen der Wiener Geograph. Gesellschaft, 1909.
 — Berechnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1916.
 — Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, Abt. I, Heft 4. Berlin, 1922.
 — Morphologische Analyse. Mitteilungen der geographisch-ethnographische Gesellschaft in Zürich, 1925/26.
 — Morphologische Probleme in den Alpen. Mitteilungen der geographisch-ethnographischen Gesellschaft in Zürich, 1924/25.
- J. Müller. Die diluviale Bergletscherung und Übertiefung im Vech- und Illergebiete. Jahrbuch der preussischen geolog. Landesanstalt. 38. Bd., 1918.
- R. Destreich. Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jahrbuch der geol. Reichsanstalt in Wien, 1899.
 — Over den preglazialen Vorm der Oostalpen. Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkundig genootschap. 2. ser. 42. 1925.
- A. Bend u. E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter.
- A. Bend. Morphologie der Erdoberfläche.
 — Negarters Karte der Antogel-Hochalmspitzgruppe. Mitteilungen des D. Oe. A. B. 1909.
 — Schliffkehle und Taltrog. Petermanns Mitteilungen, 1912, II. Bd.
 — Die Gipfelsur der Alpen. Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften in Berlin, 1919.
 — Ablagerungen und Schichtenstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Berlin, 1922.
 — Das Antlitz der Alpen. Die Naturwissenschaften. XII. Bd., 47. Heft.
- W. Bend. Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse. Sächsische Akademie der Wissenschaften, Berichte der mathem.-naturwissenschaftl. Klasse, 72. Bd., 1920.
 — Morphologische Analyse. Geographische Abhandl. von Bend, 2. Reihe, Heft 2, 1924.
 — Wesen und Grundlage der morphologischen Analyse. Bericht der sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig. 72. Bd. 1920.

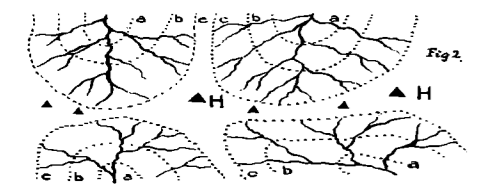
- W. Petraschek. Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, 1924.
- S. Philippson. Die glazialen Taltröge. Petermanns Mitteilungen, 1912, II. Bd.
- E. Richter. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft 132, 1900.
- B. Rinaldini. Die Rigibüchler Alpen. Ostalpine Formenstudien. Abteilung II, Heft 3, 1923.
- F. Rütimeyer. Tal- und Seebildung.
- W. Salomon. Können Gletscher im anstehenden Fels Karre erodieren? Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, 1900, II. Bd.
- Die Adamekgruppe. Abhandlungen der geol. Reichsanstalt in Wien, 31. Bd.
- W. Schmidt. Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 129. Bd., 1920.
- Gebirgsbau und Oberflächenformen der Alpen. Jahrbuch der geolog. Bundesanstalt, 1923.
- A. Schwinner. Das Gebirge westlich von Ballino. Verhandlungen der geol. Reichsanstalt in Wien, 1918.
- Die Oberflächengestaltung des östlichen Sugangergebietes (Südost-Tirol). Ostalpine Formenstudien, Abteilung 3, Heft 2. Berlin, 1923.
- E. Seefeldner. Zur Morphologie der Salzburger Kalkhochalpen. Geogr. Jahresbericht aus Österreich, XIII. Bd., 1926.
- E. Seidl. Die Gesetzmäßigkeiten in der Karbildung der Nördlichen Kalkalpen. Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, 1925.
- E. Slanar. Geomorphologische Probleme in den östlichen Zentralalpen. Mitteilungen der Wiener Geograph. Gesellschaft, 1916.
- J. Sölich. Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des steirischen Randgebirges. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, 21. Bd., 1917.
- Eine Frage der Talbildung. Bibliothek geograph. Handbücher, Festband für A. Penck.
- Epigenetische Erosion und Denudation. Geolog. Rundschau, IX. Bd.
- Die Karbildungen der Stubalpe. Zeitschrift für Gletscherkunde, XII. Bd.
- Das Grazer Hügelland. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Klasse, 1921.
- Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geographische Annalen, 1922.

- J. Sölk.** Das Semmeringproblem. „Zur Geographie des Wiener Beckens.“ Festschrift für Prof. Heiderich. Wien, 1923.
- Neue Ausblicke und Arbeiten zur Glazialforschung in den deutschen Alpen. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1923.
 - Das Formenbild der Alpen. Geograph. Zeitschrift, 31. Bd., 1925.
 - Zur Geographie des Arlberges. Gedenkbuch für R. Schulling, Groningen, 1924.
- E. Spengler.** Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verhandlungen der geolog. Reichsanstalt in Wien, 1918.
- Die Plassengruppe. Jahrbuch der geolog. Reichsanstalt in Wien, 1918.
 - Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. Morpholog. Zeitschrift, II. Bd., 1926.
- S. Staff.** Die Alpengeologie am 18. Geographentag in Innsbruck. Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft, 64. Bd., 1912.
- Zur Morphogenie der Praeglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft, 64. Bd., 1912.
- J. Stiny.** Taltröge. Petermanns Mitteilungen, II. Bd., 1902.
- Beziehungen des Tertiärs der Waldheimat zum Aufbau des Nordostspornes der Alpen. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie, Palaeontologie, 1922.
 - Beziehungen zwischen Talnetz und Gebirgsbau in Steiermark. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturwissensch. Klasse, 131. Bd., 1922.
 - Hebung oder Senkung. Petermanns geograph. Mitteilungen, 1924.
 - Randbemerkungen zum Schrifttume über das Tertiär der Stoderalpe. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie, Palaeontologie, Abt. B, 1925.
 - Die ostalpinen Eiszeitschotterfluren. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie, Palaeontologie, 1923.
- Van Balkenburg.** Beiträge zur Frage der praeglazialen Oberflächengefalt der Schweizer Alpen. Zürich, 1918, Dissertation.
- J. Waldbaur.** Hängetäler in Oberengadin und Bergell. Ostalpine Formenstudien, Abt. 2, Heft 2. Berlin, 1923.
- H. Winkler.** Untersuchungen zur Geologie und Palaeontologie des steirischen Tertiärs. Jahrbuch der geolog. Reichsanstalt in Wien, 1913.

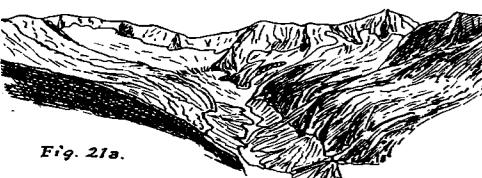
9. Winkler. Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitteilungen der Wiener Geolog. Gesellschaft, 1914.
- Ein Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. Jahrbuch der geolog. Staatsanstalt in Wien, 1921.
 - Geomorphologische Studien im mittleren Insonzo- und im unteren Idrocatale. Jahrbuch der geolog. Bundesanstalt in Wien, 1922.
 - Studienergebnisse im Tertiärgebiete von Südweststeiermark. Verhandlungen der geolog. Bundesanstalt, 1924.
 - Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, mathem.-naturwissensch. Klasse, Abt. 1, 132. Bd., 1923.
 - Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geolog. Rundschau, XVII. Bd.
 - Gedanken über die tektonische und geomorphologische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen im Jungtertiär. Geolog. Rundschau, XIV. Bd.
 - Zum jungtertiären Entwicklungsbilde der Ostalpen. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie, Palaeontologie, 1926.
 - Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geolog. Rundschau, XVII. Bd.
 - Das Abbild der jungen Krustenbewegungen im Talneß des steirischen Tertiärbeckens. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 78. Bd., 1926.
 - Das jüngere Entwicklungsbild der Ostalpen. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1926.
-



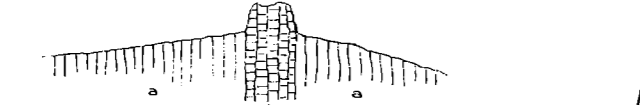
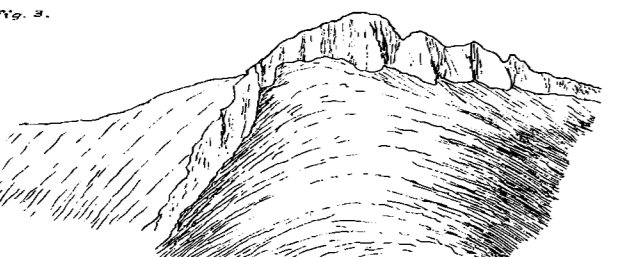
Ahnenreihe der Landschaft



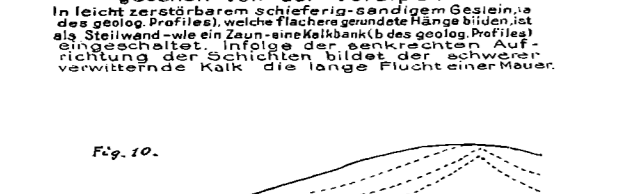
Rückgreifen der Erosion. a, b, c ist der jeweilige Stand im Rückgreifen. H - Hauptgipfel.



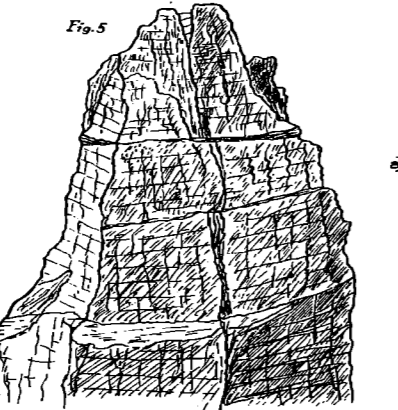
Trog des Seebachtales



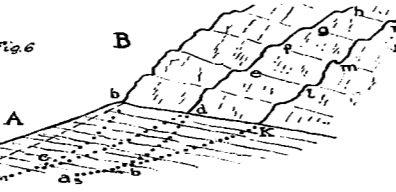
Stumpfmauer bei Altenmarkt im Unterennstal gesehen von der Voralpe. In leicht zerstörbarem schieferig-sandigem Gestein, in dem geolog. Profiles, welche flachere gerundete Hänge bilden, ist als Steilwand wie ein Zaun eine Kalkbank (b des geolog. Profiles) eingeschaltet. Infolge der senkrechten Aufrichtung der Schichten bildet der schwerer verwitternde Kalk die lange Flucht einer Mauer.



Kartreppa nach Aigner 1905

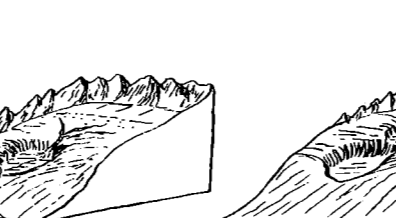


Winklerturm vom östlichen Vajoletturm. Horizontale Schichtung, vertikale Klüftung im Dolomit.

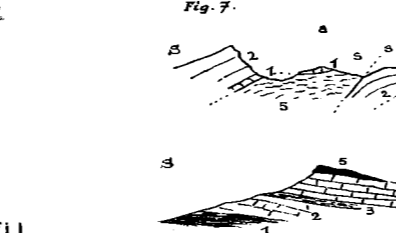


Geologisches Profil.

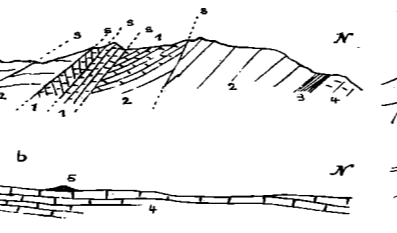
A = Schiefer, B = Kalk gebankt, mit senkrechten Klüftungen. a-b - ursprüngliche Lage eines Wildbachtobels. Der Bach schneidet ein bis a₁-c. Das Stück c-b ist für Schiefergesteine zu stellen, die Schiefer werden herausgewaschen, die Wand darüber bricht nach. Der Wildbachtobel hat nun die Lage a₁-c-d, die Wand ist auf der Höhe a₁-e-f-g-h zurückgewichen. (Bedeutung der Klüftung.) Das g-n₁ schneidet der Bach bis a₂-jein. Das Spiel wiederholt sich, die Wand weicht zu k-l-m-n zurück.



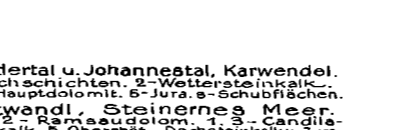
Nach O. Lehmann 1920.



a) Profil zwischen Laldertal u. Johannestal, Karwendel. 1 - Muschelkalk u. Partnachschichten. 2 - Wettersteinkalk. 3 - Rablerschichten. 4 - Hauptdolomit. 5 - Jura. 6 - Schabfläichen. b) Profil Breithorn-Rotwandl, Steinernes Meer. 1 - Weifener Schichten. 2 - Ramsauadolom. 3 - Candilschichten. 4 - Dachsteinkalk. b. Oberhät. Dachsteinkalk u. Jura.



Kar am Hochreichart (Sekkauer Tauern.)



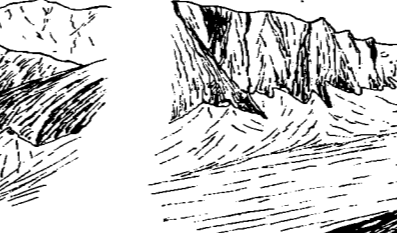
Kar am Preber. (Preberkessel u. Rotek vom SW Hange des Prebers.)



Schwarzensteingletscher, Berlinerspitze, Turnerkamp. Mösele, Schönbichlerhorn. F - Firnfeldniveau in den Firnfeldern. F₁ - " " " im Schlibbord.



Preimelspitze, Großelendkopf, Hochalm Spitze, Kälberspitzen, Karl Spitze, Thörlspitze vom Firn des Klein-Elendkees. B - Firnfeldniveau d. Brunnikarteresse. K - " " " unter den Kälberspitzen. Ks - " " " d. Kälberspitzenkees.



Trog des Schlegeistales



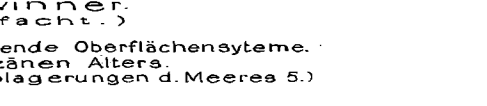
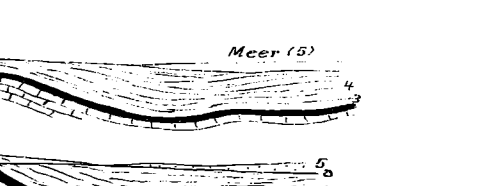
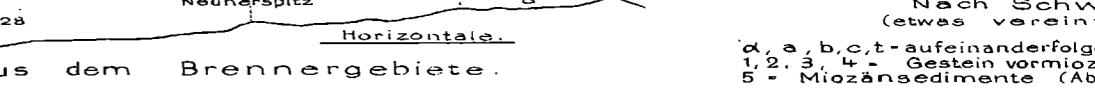
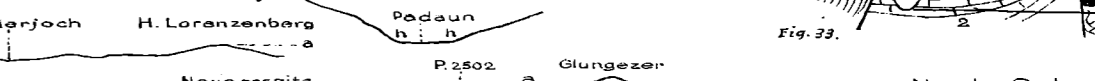
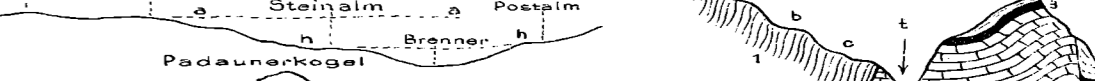
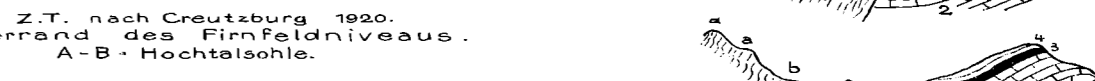
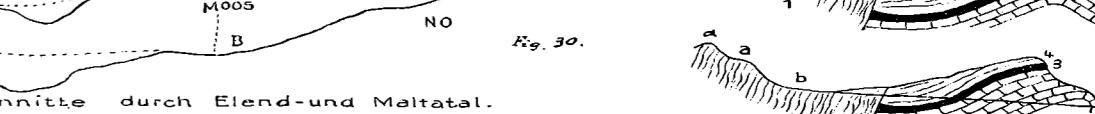
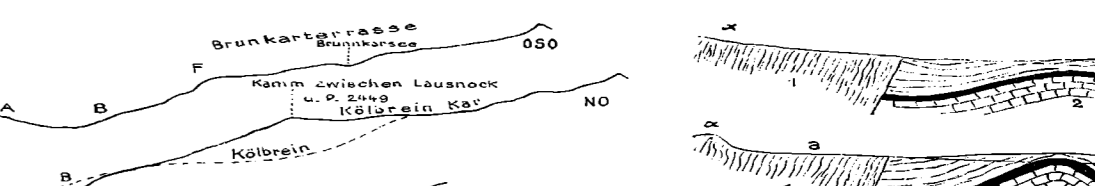
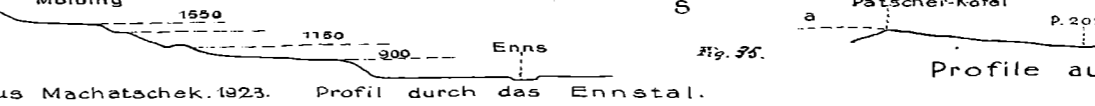
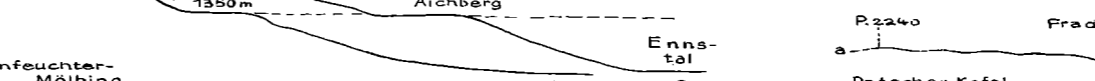
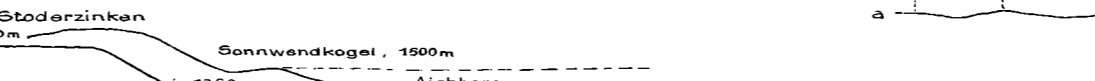
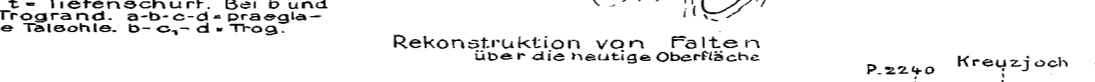
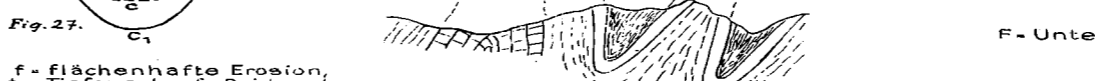
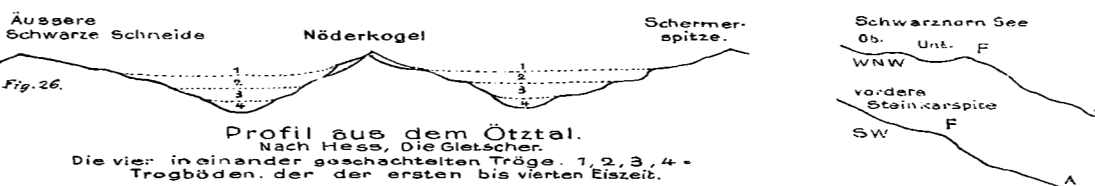
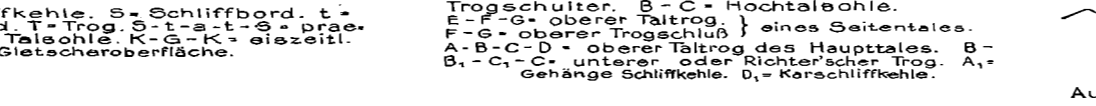
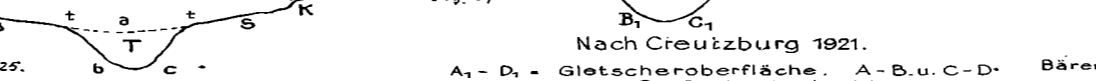
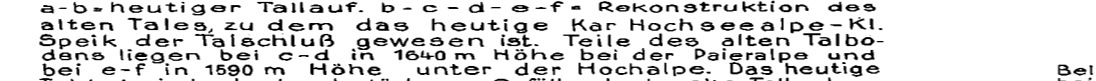
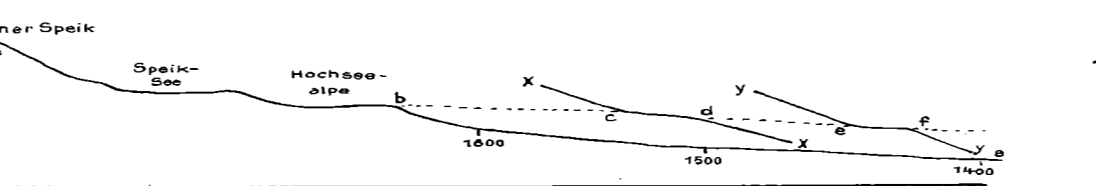
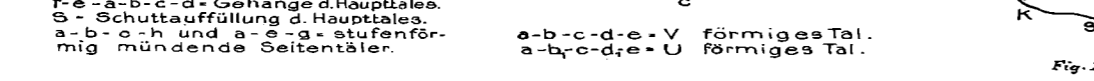
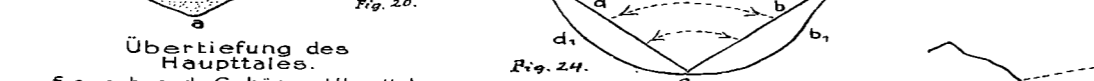
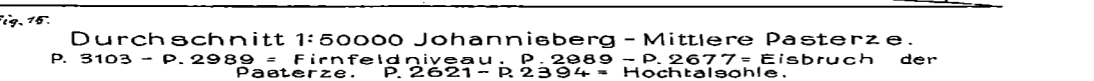
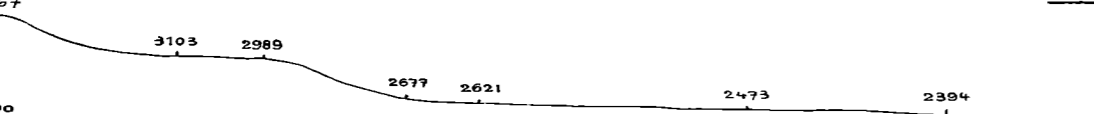
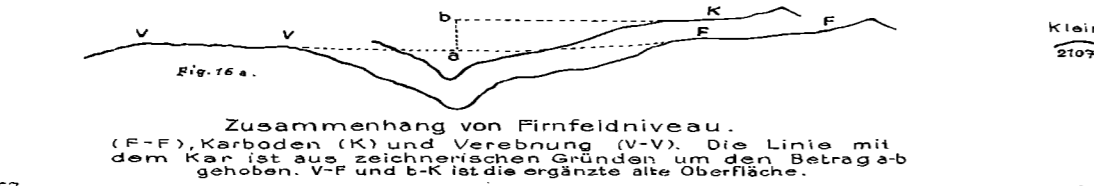
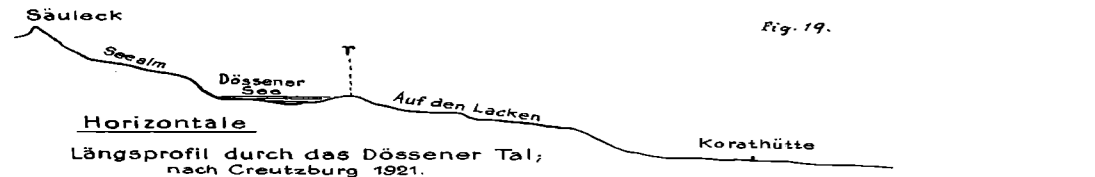
Zunge des Hornkees

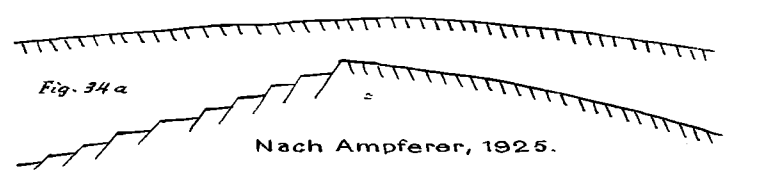


Hornspitze im Zemmgrund -> Schlibfkehle, darunter Schlibbord, von dem ein steiler Abstieg zum Hornkees führt.



Fig. 16b.
Wurtenkees und Alteck von der Duisburger Hütte.
F = Firnfeldniveau.





Geolog. Profil in den Kalkvorpalen des Erlaufgebietes. Nach Krebs.

Das Profil schneidet die sich gegen Norden senkende Plateaufläche des Schlagerbodens. Diese Plateaufläche ist auf Schichten, die gegen Süden fallen, ausgebildet; sie ist daher eine Abtragungsfäche, ganz unabhängig vom geolog. Bau. Die Ziffern 1 bis 7 stellen die Altersfolge der Gesteine dar:

- 1 - Muschelkalk und lössartige Kalke. } Trias
- 2 - Lunzer-Schichten.
- 3 - Hauptdolom.
- 4 - Dachsteinkalk des Rhät.
- 5 - Lias und Jura.
- 6 - Neokom.
- 7 - Gosauschichten. } Kreide.



Fig. 38. Steinmarkkogel (2052m) und Verebnung des Weißenstein - Ammering (ca 2150 m) vom Gipfelplateau des Speik 1990m.



Fig. 36 a. a-b = Landschaft im Untermiozän; t = aufgelagertes Tertiär. c-d = dieselbe Landschaft heute; 2-b = 2000m Verebnung; 3 = 1700m Verebnung; 5 = Störungen, eingezwicktes Tertiär; die punktierte Linie zeigt die Verstellung der Oberfläche des Untermiozäns.



Fig. 36 b. Profil längs des markierten Weges Tamaweg - Prebersee-Graben. Bei a erfolgt die Abstieg in diesen Graben. T = unter-miozäne Konglomerate, Sande, Letten. M = eiszeitliche Moräne. Das Untermiozän ist schief gestellt und teilweise abgetragen und z. T. von der aufgelagerten Moräne verhüllt.

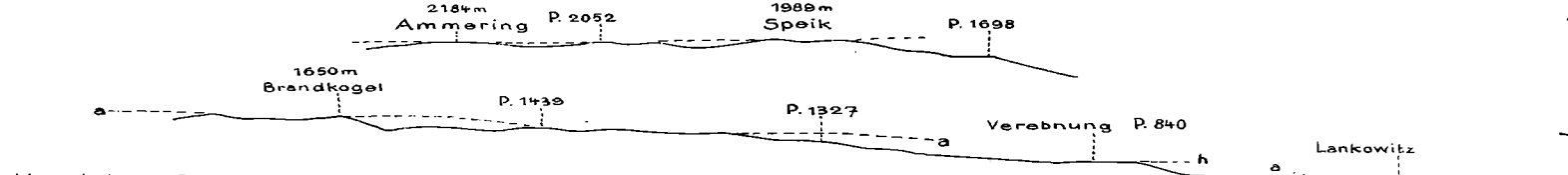


Fig. 37. Oben 2 Profile durch die Stubalpe, (bezüglich des Oberen siehe Fig. 38.) unten ein Profil durch die Korralpe (dazu siehe Fig. 17.) Punktiert = die untermiozänen Süßwasserschichten bei Lankowitz. a = alte Gebirgsoberfläche, (die Striche bedeuten ihre konstruierte Fortsetzung.) h = Hochtalsystem.

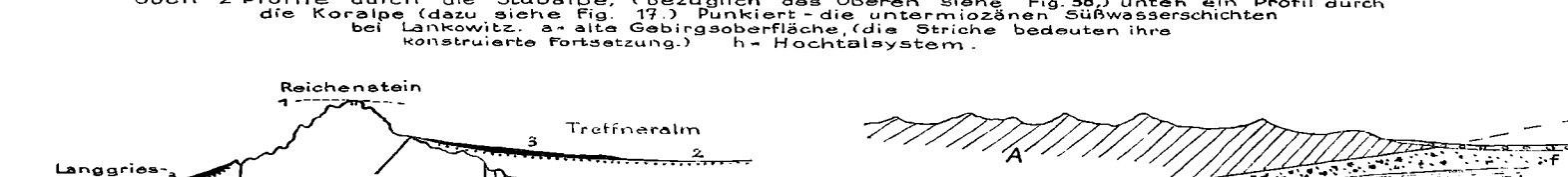


Fig. 41. A = Körper der Alpenen Gesteine. f = ältere tertiäre Schichten. g = Feinsedimente d. Miozäns. gl = Grobsedimente " gl = Schutt des Eiszeitalters. ü = Überschiebungsfäche.

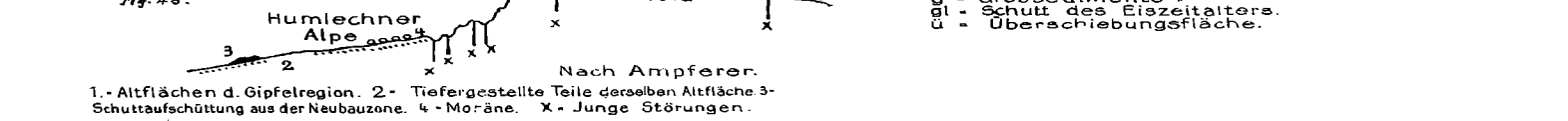


Fig. 45. Nach Ampferer. 1. - Altflächen d. Gipfelregion. 2. - Tiefergestellte Teile derselben Altfläche. 3. - Schuttaufrichtung aus der Neubauzone. 4. - Moräne. x - Junge Störungen.

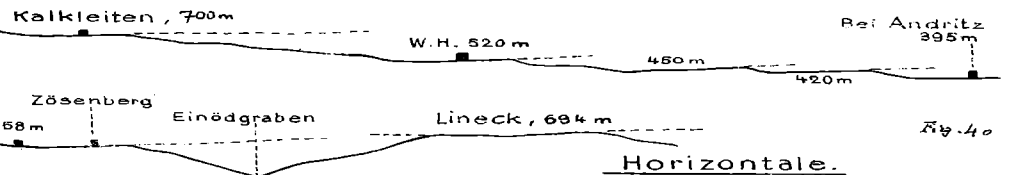


Fig. 40. Beispiel einer Taltreppe. Profil von Kalkleiten längs des Kammes (Fahrstrasse nach Andritz bei Graz.) Parallelprofil durch den Einödgraben. Die Fortsetzungen der Verebnungen sind punktiert.



Fig. 42. Verebnung der "Seealm" über dem Dössener See mit dem A. v. Schmidhaus.

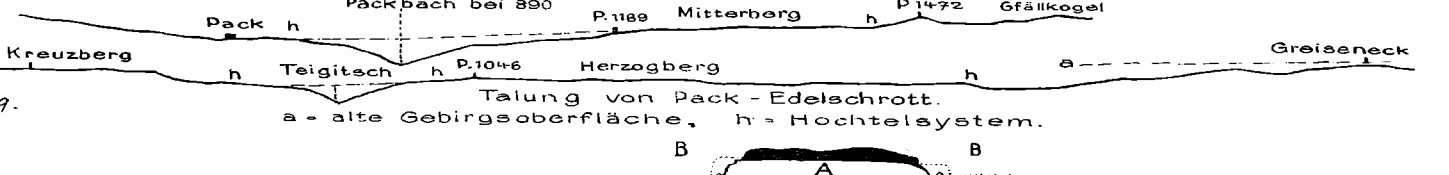


Fig. 39. Talung von Pack-Edelschrott. a = alte Gebirgsoberfläche, h = Hochtalsystem.



Fig. 44. Nach Ampferer. A = Ursprünglich zusammengehörige Teile eines Altreliefs. x = Junge Störungen. B = Neubauzone. C = Aufschüttungen aus d. Neubauzone.



Fig. 43. Innergschloss. Im Hintergrunde: Hoher Zaun, Schwarze Wand, Grossvenerdiger (in der Mitte), Kleinvenediger. Im Mittelgrund rechts der Vorderer Kesselkopf, links der Zungenabschwung des Schattenkeeses.