

Sonderdruck aus
Alpines Handbuch
herausgegeben vom Deutschen und Osterreichischen Alpenverein
F. A. Brockhaus / Leipzig

Alpine Geologie

Von Univ.-Prof. Dr. Günter Dohrenfurth

Vorbemerkung.

Jede Wissenschaft ist unendlich. Das empfindet man besonders deutlich, wenn man versucht, große Wissensgebiete im enggespannten Rahmen eines Handbuches zu behandeln, also überall das Wesentlichste in tunlichst allgemeinverständlicher Form zu bringen und trotzdem nicht nur an der Oberfläche herumzuplätchern. Zwischen diesen einander teilweise widersprechenden Forderungen den richtigen Ausgleich zu finden, ist nicht leicht, besonders wenn es sich um sehr komplizierte und stellenweise hart umstrittene Materien handelt. Es ist daher unvermeidlich, daß die Alpine Geologie manchem Leser — je nach Vorbildung und geistiger Einstellung — zu wissenschaftlich, manchem zu populär erscheinen wird.

Die nachfolgende Arbeit ist in den Jahren 1924 und 1925 entstanden, einzelne Nachträge sind noch im Frühjahr 1926 eingefügt worden. Die Literaturverweise wurden auf ein Mindestmaß eingeschränkt. Wer nicht zitiert ist, fühle sich deshalb nicht zurückgesetzt! Genauere Literaturverzeichnisse hätten das Handbuch zu stark belastet.

Die Profile und Stereogramme, die auf einige möglichst lehrreiche Beispiele beschränkt wurden, mußten zum Teil abgeändert und umgezeichnet werden. Auch die tektonische Übersichtskarte machte viel Mühe. Für ihre freudig geleistete zeichnerische Mitarbeit danke ich meiner Mutter und meiner Frau auch an dieser Stelle herzlich.

Da die tektonische Karte für das Verständnis des Textes von grundlegender Bedeutung ist, habe ich mich sehr bemüht, gute Übersichtlichkeit (auch für den Laien) und sorgfältige Durcharbeitung im einzelnen nach Möglichkeit zu vereinen. Aus diesem Grunde ist jedes der vier Deckensysteme in einer eigenen, einheitlichen Farbe angelegt, so daß die großen Zusammenhänge im Bau der Alpen sofort heraus-springen. Die Einzelheiten, die in schwarzen Schraffuren und Auscheidungen dargestellt sind, erschließen sich naturgemäß erst einer etwas genaueren Betrachtung. Selbstverständliche Voraussetzungen für meine Karte sind zahlreiche geologische und tektonische Übersichts- und Detailkarten der letzten Jahrzehnte; nur die wichtigsten Namen sind auf dem Kopf der Karte selbst aufgezählt. Besonders wertvoll war mir, trotz abweichender theoretischer Einstellung, die 1924 erschienene tektonische Karte der Alpen von Rudolf Staub. Das mit schönem Anschauungsmaterial reich ausgestattete Buch von Wilfried von Seidlig („Entstehen und Vergehen der Alpen“, Stuttgart, Ferdinand Enke) erschien erst nach dem Abschluß meiner Arbeit.

In seiner Eigenschaft als Mitglied des Wissenschaftlichen Unterausschusses des D&OeAV hat Herr Professor Dr. R. v. Klebelsberg den Text meiner Arbeit einer genauen Durchsicht unterzogen und verschiedene Anregungen und Verbesserungsvorschläge geäußert. Für diese freundliche Mitwirkung spreche ich meinen geziemenden Dank aus.

Dr. Günter Dohrenfurth.

Inhaltsübersicht.

	Seite
A. Einleitung	25
B. Das Baumaterial der Alpen	25
1. Kristalline Massengesteine (Eruptivgesteine)	26
Alter. — Tiefengesteine und Ergußgesteine. — Kieselsäuregehalt. — Granitgruppe. — Gabbro-Ölivinfelsgruppe. — Quarzporphyr.	
2. Kristalline Schiefer	28
Alter und Entstehung	
a) Gneisfamilie. — b) Glimmerschieferfamilie. — c) Phyllitfamilie. — d) Einlagerungen in den kristallinen Schiefeln.	
3. Geschichtete Gesteine (Sedimente)	30
Genetische und lithologische Einteilung. — Geologische Zeitrechnung.	
I. Archäikum.	
II. Paläozoikum: Cambrium. — Silur. — Devon. — Karbon. — Perm.	
III. Mesozoikum: Trias. — Jura. — Kreide.	
IV. Känozoikum: Tertiär. — Quartär.	
C. Über Entstehung und Bau der Alpen — Alpine Tektonik (Endogene Vorgänge)	37
1. Theorien über die Bildung von Gebirgen	38
2. Die Deckenlehre	40
3. Die Westalpen	42
4. Das Grenzgebiet von West- und Ostalpen	49
5. Die Ostalpen	53
D. Die abtragenden Kräfte (Erogene Vorgänge)	63
1. Das Meer	63
2. Die Arbeit des fließenden Wassers	63
a) Regen. — b) Wildbäche (Muren). — c) Talbildung. — d) Karst- erscheinungen. — e) Quellen. — f) Bergstürze und Schlingenschutt.	
3. Das Eis (Gletscherkunde)	66
E. Das Antlitz der Alpen	74
F. Praktische Bergsteigergeologie	79
Tektonische Übersichtskarte der Alpen 1:2000000	80

Alpine Geologie

von Univ.-Prof. Dr. Günter Dohrenfurth.

A. Einleitung.

Die Alpen sind ein klassisches Gebiet der Geologie. Die Zusammensetzung des Erdinneren, die Verteilung von Land und Meer im Verlaufe der Erdgeschichte, das langsame Auf und Ab der Kontinentalschollen, die Aufstauung von Meeresboden, von „marinen Sedimenten“ zu Hochgebirgen, die als Ursache hierfür anzusehenden Kräfte, die Bewegungstypen, der ganze „Mechanismus der Gebirgsbildung“, Umformung und Vergehen der Hochgebirge durch die Abtragung, Klimaschwankungen und Eiszeit, Wesen und Wirken der Gletscher — alle diese Problemgruppen und noch vieles andere, mit einem Worte „unsere ganze geologische Weltanschauung“ wurde — und wird noch heute — im Feuer der Alpengeologie geschmiebet.

Nicht nur ihre günstige geographische Lage inmitten des alten europäischen Kulturzentrums, nicht nur ihre hohe landschaftliche Schönheit, sondern vor allem ihre geradezu spannende Entstehungsgeschichte und ihr ungewöhnlich verwickelter Wunderbau haben die Alpen zum klassischen Gebiete geologischer Forschung gemacht. Vielleicht würde uns das genaue Studium des Himalaja noch tiefere Einblicke in die Werkstatt der gebirgsbildenden Kräfte vermitteln, aber die wissenschaftliche Durchdringung des zentralasiatischen Gebirgssystems steckt ja noch in den Kinderschuhen, etwa in dem Stadium der Alpengeologie vor hundertzwanzig Jahren. Andere junge Hochgebirge aber, die wir schon etwas besser kennen, z. B. Kaukasus und Pyrenäen, auch die Cordilleren, sind sehr viel einfacher gebaut, ihre Tektonik wirkt beinahe primitiv, gemessen an den Komplikationen des Baues der Alpen.

In den Alpen ist ein Stück alter Meeresboden aufgestaut worden, Meeresablagerungen (marine Sedimente) bilden, eng zusammengefaltet, hochragende Gipfel. Im Mesozoikum, im „Mittelalter“ der Erdgeschichte, zog sich die „Thetys“, das zentrale Mittelmeer, von dem das heutige Mittelmeer ein letzter bescheidener Rest ist, rund um die Erde. Pyrenäen, Apenninen, Alpen, Karpathen, Balkan, die vorderasiatischen Ketten, Kaukasus, Himalajasytem — alle diese jungen Gebirge stehen auf dem Boden der Thetys und setzen sich teilweise aus Thetys-Sedimenten zusammen; als ein auch für den Laien besonders überzeugendes Beispiel seien hier die riesigen Korallenriffe der Südtiroler Dolomiten erwähnt.

Verschaffen wir uns zunächst einen flüchtigen Überblick über

B. das Baumaterial der Alpen,

das Arbeitsgebiet der alpinen Petrographie (Gesteinskunde, Lehre von den kristallinen Gesteinen) und Stratigraphie (Formationskunde, Lehre von den geschichteten Gesteinen).

1. Kristalline Massengesteine (Eruptivgesteine).

Früher hielt man jedes kristalline Gestein — nehmen wir als bekanntestes Beispiel den Granit — für archaisch, d. h. für uralt, für älter als alle Schichtgesteine. Man hätte sich noch vor wenigen Jahrzehnten nicht vorstellen können, daß ein Granit, dieses aus Quarz, Feldspat- und Glimmerarten bestehende hochkristalline Gestein, jünger sein könne als zum Beispiel die triadischen Kalk- und Dolomite der Nördlichen Kalkalpen oder der Südtiroler Dolomiten. Und doch ist dies der Fall, wir kennen jetzt auch „junge Granite“; das berühmteste Schulbeispiel dafür ist der tertiäre Granit der Insel Elba. In den Alpen ist ein Teil der sogenannten „periadriatischen Intrusionen“ zweifellos jung. Dahin gehören: Baveno (westlich des Lago Maggiore) und die Lonalitmassen* des Bergeller Stocks (westlich des Monte della Disgrazia) und der Adamello-Presanellagruppe, welche tertiäres Alter** haben. Im allgemeinen aber — daran kann man auch heute noch festhalten — sind die Granite alt; ich erwähne hier die gewaltigen alten Granitmassen des Pelvoux-, Bellebonne-, Montblanc-, Aiguilles-Rouges-, Gotthard- und Armassivs.

Jedenfalls — das sehen wir aus dieser Gegenüberstellung klar — ist das Alter allein kein geeignetes Unterscheidungsmerkmal für die Gliederung und Einteilung der kristallinen Gesteine; wir müssen uns nach andern Kriterien umsehen. Ein solches ist die Erstarrungsform, die Frage: Ist der Schmelzfluß, das glutflüssige „Magma“, in großer Tiefe erstarrt, also langsam und unter starkem Druck? Dann sprechen wir von „Tiefengesteinen“. Oder an der Erdoberfläche, also rasch und unter geringem Druck? Dann sprechen wir von „Ergußgesteinen“.

Die Ergußgesteine — ich erinnere an den Bozener Quarzporphyr — bilden strom- oder deckenförmige Massen, die mit Gängen innig verknüpft sind und oft von vulkanischen Aschen und Luffen begleitet werden. Die Tiefengesteine treten vorwiegend stockartig auf, als sogenannte „Lakkolith“ und „Batholith“, als Massive von oft sehr großer Mächtigkeit und Ausdehnung. Auch im inneren Gefüge zeigen sich große Verschiedenheiten. Im allgemeinen sind die Ergußgesteine dicht (keine mit bloßem Auge erkennbaren Kristalle) oder porphyrisch (dichte Grundmasse und darin eingeschlossene Einsprenglinge), die Tiefengesteine kristallin-körnig ausgebildet.

Ein anderes, für die systematische Einteilung der kristallinen Gesteine äußerst wichtiges Unterscheidungsmerkmal ist ihr Kieselsäuregehalt. Schon seit langem trennt man hiernach zwei Hauptgruppen, die sauren, d. h. Kieselsäurereichen, und die basischen, d. h. Kieselsäurearmen Gesteine. Die sauren Gesteine enthalten etwa 60—85% Kieselsäure, die basischen Gesteine etwa 45—60%, woraus man sieht, daß auch die „Kieselsäurearmen“ Gesteine nur relativ arm an Kieselsäure sind; auch in diesen „basischen“ Gesteinen ist die Kieselsäure absolut genommen noch immer der chemisch wichtigste Bestandteil. Mineralisch zeigen die sauren Gesteine ein Vorwiegen von freier Kieselsäure (Quarz) und sauren Feldspäten (besonders Orthoklas = Kalifeldspat); in den basischen Gesteinen fehlt der Quarz oder tritt wenigstens stark zurück, die Feldspatgruppe ist durch ihre basischen Glieder (Kalnatronfeldspäte) vertreten, außerdem machen sich Hornblende und Augit, Olivin, Magnet- und Titanisen usw. stark bemerkbar, d. h. Mineralien, die Kalzium-, magnesium- und eisenreich sind.

Rein äußerlich kann man die sauren und basischen Gesteine meist schon an ihrer Farbe unterscheiden, wenigstens innerhalb der Tiefengesteine. Die sauren Tiefengesteine sind nämlich im allgemeinen hell, infolge des vielen Quarzes, und je saurer sie sind, um so heller; die basischen Tiefengesteine sind im allgemeinen dunkel. Ja, sogar

* Lonalit ist eine Abart des Granits, die sich bereits dem Quarzdiorit nähert.

** Vergleiche die Tabelle auf Seite 32.

innerhalb desselben Gesteins heben sich die sauren und die basischen Teile durch ihre Farbe voneinander ab. Denken wir wieder an den Granit, dieses bekannteste aller Tiefengesteine, das in vielen deutschen Städten zur Straßenpflasterung verwandt wird: Die hellen quarzreichen Gänge und Lagen und die dunklen glimmerreichen „Schlieren“.

Fassen wir diese Einteilungsprinzipien in einer kleinen Tabelle der Eruptivgesteine* zusammen:

Tiefengesteine	Granit	Syenit	Diorit	Gabbro und Olivinfels
Ältere Ergußgesteine	Quarzporphyr	Quarzfreier Porphyr	Porphyr	Diabas und Melaphyr
Jüngere Ergußgesteine	Quarztrachyt und Liparit	Quarzfreier Trachyt, Phonolith	Andesit	Basalt

Die oberste Horizontalreihe enthält die Tiefengesteine, die mittlere die älteren und die unterste die jüngsten (tertiären und rezenten) Ergußgesteine. Jede Reihe beginnt links mit dem sauersten und endigt rechts mit dem basischsten Gliede, und zwar derart, daß die Gesteinstypen jeder senkrechten Kolonne einander chemisch und mineralisch ziemlich genau entsprechen. Das bedeutet also: Ein und dasselbe Magma von 70—80% Si O₂ (Kieselsäure) ergibt:

In der jüngsten geologischen Vergangenheit an der Erdoberfläche erstarrt Liparit (wie z. B. in den Euganeen).

In älterer Zeit an der Erdoberfläche oder in geringer Tiefe erstarrt Quarzporphyr (z. B. Bozener Porphyrschild).

Jederzeit in großer Tiefe erstarrt Granit (z. B. Zffinger bei Meran).

Eine Beschreibung der einzelnen Eruptivgesteine zu geben, die auch den Laien in den Stand setzt, ohne alles wissenschaftliche Rüstzeug selbständig Gesteinsbestimmungen vorzunehmen, ist nicht gut möglich. Jeder Versuch einer derartigen Beschreibung würde uns bereits tief in die Petrographie** hinein führen, sehr viel tiefer, als der hier zur Verfügung stehende Raum zuläßt. Überdies ist die Gesteinsbestimmung auf „makroskopischem“ Wege (mit bloßem Auge bzw. mit der Lupe) eine schwierige und in vielen Fällen überhaupt nicht mit Sicherheit zu lösende Aufgabe. Auch der erfahrene Feldgeologe wird es meistens vorziehen, sich über ein Gestein erst nach dessen wissenschaftlicher Untersuchung (Prüfung des Dünnschliffs im Polarisations-Mikroskop, chemische Analyse usw.) zu äußern. Wir beschränken uns also hier auf einige wenige Bemerkungen:

Der Granit — wie übrigens jedes Gestein unserer kleinen Tabelle — ist nicht etwa ein Gestein von gleichbleibender chemischer und mineralischer Zusammensetzung, sondern eine Gruppe, eine Familie von Tiefengesteinen, mit den mannigfaltigsten Arten und Varietäten. Der Granit besteht, wie wir schon wissen, aus Quarz, Feldspat und Glimmerarten. Der Quarz ist meist farblos, glasig, weißlich; die Feldspäte, besonders wenn es sich um Kalifeldspat handelt, rötlich und gelblich, oft auch weißlich, aber nicht so durchscheinend wie der Quarz. Der Glimmer tritt sehr oft in zwei Arten auf, als schwarzer Biotit (Magnesia-Eisenglimmer) und als

* Nach Emanuel Kayser, Lehrbuch der Geologie, 1. Teil.

** Wer sich eingehender dafür interessiert, sei auf die Lehrbücher der Petrographie verwiesen, z. B. auf die „Gesteinskunde“ von F. K i n n e, Leipzig, Verlag Jänecke.

weißer Muskovit (Kaliglimmer). Granite mit beiden Glimmerarten werden als eigentliche Granite bezeichnet, solche, die nur Biotit enthalten, als Granitite.

Der Granit ist der Typus des körnigen Gesteins, mit allen Übergängen vom feinkörnigen bis zum grobkörnigen. In manchen Gängen, die wir als „Pegmatite“ bezeichnen, findet sich eine vom Grobkörnigen bis zum Riesenkörnigen gesteigerte Ausbildung, die einzelnen Kristalle haben sich also zu gut entwickelten Individuen auswachsen können. Derartige Pegmatitgänge sind ein günstiger Fundort für schöne Kristalle — nicht nur „Bergkristalle“ (Quarz), Feldspatkristalle und Glimmer tafeln, sondern auch seltener Mineralien, wie Turmalin, Flußspat, Beryll, Korund, Spinelle.

Die Gabbro=Diabinfelsgruppe, dunkle, meist dunkelgrüne Gesteine — aus Plagioklasen (= Kalinatronfelspaten), Augit, Hornblende, Olivin bestehend — geht durch Verwitterung in den dunkelgrünen Serpentin (z. B. Totalp im Parsenngebiet bei Davos, Larasp=Vulpera, Sprechenstein) über. Trotz ihrer räumlich beschränkten Verbreitung spielen gerade die „Grüngesteine“ im Alpenbau eine sehr wichtige Rolle. Ein Umwandlungsprodukt ist der bekannte Asbest (z. B. im Beltlin).

Der Quarzporphyr ist im allgemeinen rötlich, kann aber auch lichtgrau und grünlich werden. Die scheinbar dichte („felsitische“) Grundmasse besteht aus Quarz, Feldspat und vulkanischem Glas; darin eingebettet schwimmen* größere Kristalle von Quarz und Feldspat. Gesteine, die nur aus felsitischer Masse bestehen, also keine Einsprenglinge enthalten, bezeichnet man als Felsitfels. Außer dem bereits erwähnten sehr ausgebreiteten Bozener Quarzporphyr, der bis zu tausend Meter mächtig wird, sei hier noch das wichtige Vorkommen am Luganer See erwähnt.

2. Kristalline Schiefer.

Die Kristallinen Schiefer nehmen eine Art von Mittelstellung zwischen den kristallinen Massengesteinen und den geschichteten Gesteinen ein. Sie sind, wie schon der Name besagt, kristallin und zeigen teilweise eine ganz ähnliche mineralische und chemische Zusammensetzung wie gewisse Tiefengesteine; andererseits sind sie aber nicht nur geschiefert, sondern zum Teil sogar ganz deutlich geschichtet und beweisen dadurch ihre nahen Beziehungen zu den geschichteten Gesteinen oder Sedimenten.

Früher stellte man alle kristallinen Schiefer kurzerhand in das Archäikum, man hielt sie also für das uralte kristalline Grundgebirge, das immer und überall älter sein müsse, als alle versteinерungsführenden Ablagerungen. Heute wissen wir: Alle archaischen Schichten sind kristalline Schiefer, doch (dieser Satz ist nicht umkehrbar) nicht alle kristallinen Schiefer sind archaisch, und wie es „junge Granite“ gibt, so gibt es auch „junge kristalline Schiefer“.

Die kristallinen Schiefer sind sehr verschiedener Entstehung. Zum Teil sind sie aus Eruptivgesteinen hervorgegangen (z. B. die „Orthogneise“ der Hohen Tauern), zum Teil aus Meeresablagerungen; die modernen optischen und chemischen Untersuchungsmethoden lassen einen Zweifel hieran nicht mehr zu. Da erhebt sich nun die Frage: Wie ist es möglich, daß Gesteine von ganz verschiedenem Alter und von ganz verschiedener, sozusagen gegensätzlicher Herkunft (einerseits granitischer Schmelzfluß, andererseits Meeresablagerungen!) einander ähnlich werden, so ähnlich, daß man sie unter dem gleichen Namen „kristalline Schiefer“ oder sogar noch enger, z. B. als „Gneise“ zusammenfaßt?! Die Antwort lautet: „Metamorphose“ — Umwandlung der Gesteine durch Druck (Gewicht der überlagernden Massen, Gebirgsdruck), Wärme, Einwirkung von überhitztem Wasser, heißen Lösungen, Dämpfen usw.

In der Zoologie sprechen wir von „Konvergenz-Erscheinungen“, wenn genetisch

* Glas ist in physikalischer Hinsicht eine Flüssigkeit!

verschiedene Tierformen (z. B. Fische und Wale) durch äußere Einwirkung (in dem gewählten Beispiel durch das Leben im Wasser) einander ähnlich geworden sind. Hier, bei den kristallinen Schiefen, sehen wir also etwas Ähnliches: Ganz verschiedene Gesteine haben durch Metamorphose den gleichen oder wenigstens einen ganz ähnlichen „Habitus“ bekommen. Unter den Kräften, welche die Metamorphose bewirkt und z. B. einen weichen Ton Schlamm in harten, glänzenden Urtonschiefer gewandelt haben, spielt in der kristallinen Zentralzone der Alpen sicher der Gebirgsdruck die entscheidende Rolle.

Aus dem Gesagten erhellt, daß die Einteilung der kristallinen Schiefer ein ganz besonders schwieriges Kapitel ist. Eine streng wissenschaftliche Systematik, wie sie U. Grubenmann* gibt, ist für unsere Zwecke einer flüchtigen Übersicht natürlich nicht verwendbar; wir lassen es hier lieber bei der bequemen alten Einteilung bewenden:

a) Gneis-Familie.

Die wesentlichsten Bestandteile des Gneises sind Quarz, Feldspat- und Glimmerarten, die mineralische Zusammensetzung entspricht also dem Granit. Viele Gneise sind auch tatsächlich nichts anderes als stark gepreßte und dadurch schiefrig gewordene Granite, man bezeichnet sie als „Orthogneise“ (oder Eruptivgneise). Als Beispiel sei der Gotthardgneis und der Zentralgneis der Hohen Tauern (Benedigerkern, Granatspitz, Sonnblitz, Hochalmkern) erwähnt. Im Gegensatz dazu bezeichnet man die durch die Umwandlung von Schichtgesteinen entstandenen Gneise als „Paragneise“ (oder Sedimentgneise); als klassisches Verbreitungsgebiet derartiger Schiefergneise nenne ich z. B. die Ötztaler Alpen und die Silvretta-Gruppe.

Außer den vorerwähnten gesteinsbildenden Mineralien erscheinen häufig auch besondere Gemengteile; man spricht dann z. B. von Hornblendegneis, Augitgneis, Granatgneis usw.

Im allgemeinen sind die Gneise alt, d. h. (vergleiche Seite 32) archaisch oder paläozoisch. Denn sie sind das am stärksten kristalline Glied der kristallinen Schiefer, sie haben „am meisten mitgemacht“, und es liegt auf der Hand, daß alte Gesteine durchschnittlich mehr Gelegenheit zur Metamorphose hatten als junge. Diese Altersstellung der Gneise ist aber, wie nochmals betont sei, kein streng gültiges Gesetz, sondern nur eine meist zutreffende Regel mit gelegentlichen Ausnahmen.

b) Glimmerschiefer-Familie.

Diese Gesteine sind schwächer kristallin als die Gneise und demgemäß im allgemeinen als etwas jünger anzusehen. Die wesentlichen, bereits mit bloßem Auge erkennbaren Bestandteile sind Glimmer und Quarz, die Feldspäte dagegen fehlen oder treten wenigstens sehr stark zurück. Der Glimmer ist Biotit (schwarzer Glimmer) oder Muskovit (weißer Glimmer), öfters auch Serizit (ein gelblichgrüner Kaliglimmer) und Paragonit (ein weißlicher Natronglimmer). Danach werden die Glimmerschiefer unterschieden und benannt. Von gelegentlich hinzutretenden — „akzessorischen“ — Mineralien nenne ich vor allem Granat (Granatglimmerschiefer z. B. in den Ötztaler Alpen), Hornblende (Garbenschiefer des St. Gotthard), Turmalin (z. B. in den Zillertaler Alpen) und Kalkspat (Kalkglimmerschiefer in der „Schieferhülle“ der Hohen Tauern, z. B. bei Windisch Matrei).

* U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. Berlin. Verlag Gebr. Bornträger. Die Systematik der kristallinen Schiefer ist hier auf dem Gemischen Bestande aufgebaut. Danach unterscheidet Grubenmann 12 durch Übergänge miteinander verbundene Typen und, da jeder in 3 „Tiefenstufen“ erscheinen kann, 36 Ordnungen. Neuauflage (nach dem Tode Grubenmanns) und starke Umarbeitung durch P. Niggli, „Die Gesteinsmetamorphose“.

Die Glimmerschiefer sind oft sehr stark gefältelt und zusammengestaucht; wenn man darauf achtet, trifft man viele schöne Faltenmodelle, wahre Museumsstücke, an denen sich die Stärke der alpinen Faltung im Kleinen trefflich beobachten läßt. Die Verbreitung der Glimmerschiefer innerhalb der alpinen Zentralzone ist außerordentlich groß.

Durch Zurücktreten und schließlich fast vollständiges Fehlen des Glimmers gehen sie gelegentlich in Quarzitschiefer und Quarzite über, durch Zunahme des Kalkgehaltes in Marmor (z. B. Kaaser Marmor). Anhangsweise seien hier noch die Talk- und Chloritschiefer erwähnt.

c) Phyllit-Familie.

Die Phyllite oder Urtonschiefer zeigen die schwächste Metamorphose, sie stehen den normalen Sedimenten also relativ am nächsten und sind im allgemeinen jünger als die Gneise und die Glimmerschiefer. Doch muß man bei der Beurteilung des Alters der Phyllite noch vorsichtiger sein, als bei den andern Familien der kristallinen Schiefer. Denn wir kennen Phyllite aus jedem Zeitalter der Erdgeschichte, vom Archäikum bis zum Tertiär. Das erklärt sich so: In ruhigen, tektonisch wenig gestörten Teilen der Erdrinde befinden sich uralte tonige Ablagerungen noch im Phyllitstadium. In stark gefalteten und gepreßten Zonen (wie z. B. vielfach in den Alpen) haben relativ junge, sogar tertiäre Sedimente schon das Phyllitstadium erreicht, die alten Sedimente sind hier schon längst im Gneisstadium.

Von den normalen Tonstiefen unterscheiden sich die Phyllite durch den glimmerigen Glanz auf ihren Schieferungsflächen. In ihrer mineralischen Zusammensetzung stehen sie den Glimmerschiefen nahe, d. h. sie setzen sich hauptsächlich aus Glimmer und Quarz zusammen, Feldspat tritt stark zurück. Von akzessorischen Bestandteilen erwähne ich: Chlorit, Turmalin, Rutil, Granat, Pyrit (Schwefelkies), kristallinen Kalk, kohlige Substanzen usw.

Eine besonders große Bedeutung für den Aufbau der kristallinen Zentralalpen hat die Gruppe der Quarzphyllite — mit bläulich-grünlichem Glanz auf den Schieferflächen und zahlreichen Quarzadern und Knoten — und die Gruppe der Kalkphyllite (Glanzschiefer, Schistes lustrés, Bündner Schiefer).

d) Einlagerungen in den kristallinen Schiefen.

Sehr häufig, besonders in Gneisen und Glimmerschiefen, treten Einlagerungen von verändertem gabbroiden Magma auf, also Gesteine der Gabbrogruppe, die das Aussehen, den „habitus“ von kristallinen Schiefen angenommen haben.

Von Hornblendegesteinen sind die wichtigsten die Amphibolite und Granat-amphibolite, ferner Hornblendeschiefer, Strahlsteinschiefer und Nephrit (in der Vorzeit mit Vorliebe zu Steinwaffen verarbeitet). Die Farben dieser Hornblendegesteine wechseln von hell- bis dunkelgrün; besonders verbreitet und gut ausgebildet sind sie in der Silvrettagruppe und den Öhtaler Alpen, wo sie sogar stockartig auftreten.

Unter den Augitgesteinen nenne ich vor allem die farbenprächtigen Eklogite, aus grünem Augit und rotem Granat bestehend, wozu noch helle Glimmer, Hornblenden usw. treten können. Mannigfache Gesteine dieser Art finden sich z. B. am Großvenediger.

3. Geschichtete Steine (Sedimente).

Die Sedimentgesteine sind im allgemeinen Bodenabfälle aus Gewässern, meistens also Meeresablagerungen, sie besitzen Schichtung und enthalten häufig „Fossilien“, d. h. versteinerte Reste von Tieren und Pflanzen, die zur Zeit ihrer Ablagerung lebten und in die entstehenden Sedimente hineingerieten.

Genetisch, nach ihrer Entstehungsweise, unterscheidet man:

Mechanische Sedimente — Ablagerungen mechanisch vom Wasser bewegter Sinkstoffe (z. B. Sande, Gerölle usw.).

Chemische Sedimente — Absätze aus wässrigen Lösungen (z. B. Steinsalz, Gips usw.).

Organische Sedimente — aus Tier- und Pflanzenresten bestehend (z. B. Korallenkalk, Kohlen).

Kolische Sedimente — durch Wind auf trockenem Boden zusammengehäuft und infolgedessen nahezu ungeschichtet (z. B. Löß).

Glaziale Sedimente — unter Mitwirkung des Gletschereises entstanden (z. B. Moränen).

Nach ihrer Zusammensetzung unterscheidet man:

Sandige Gesteine: Sandstein, sandiger Quarzit, Arkose (feldspathaltiger Sandstein), Grauwacke (grob- bis feinkörnige Gesteine, die aus Bruchstücken von Quarz, Feldspat, Kieselchiefern, Tonchiefern usw. bestehen), Kies, Schotter, Sand usw.

Kalkgesteine: Kalk, Dolomit, Marmor, Kalksinter, Kreide (zum größten Teil aus mikroskopisch kleinen, einzelligen Tierschalen bestehend), Kalkmergel (Kalk mit Tongehalt).

Tongesteine: Ton, Lehm (Ton mit sandiger Beimengung), Löß, Mergel (Ton mit Kalkgehalt), Schieferton (schiefrig erhärteter Ton), Tonchiefer usw.

Kieselgesteine: Kieselchiefer, Kiesel-sinter, Hornstein, Jaspis, Opal.

Gips- und Salzgesteine: Anhydrit, Gips, Steinsalz, Kalisalze.

Kohlengesteine: Torf, Braunkohle, Steinkohle, Anthrazit, Erdöl, Asphalt.

Erzgesteine (soweit es sich um Sedimente handelt), z. B. Roteisenstein, Brauneisenstein, Lüneisenstein, Spateisenstein.

Schnee und Eis, die wir im geologischen Sinne auch als „Gesteine“ anzusehen haben.

Wichtiger als die petrographische oder, wie wir in diesem Falle lieber sagen, die „lithologische“ Beschaffenheit der Sedimentgesteine ist ihr geologisches Alter. Bei den Eruptivgesteinen und den kristallinen Schiefen hatten wir gesehen, daß eine Einteilung nur auf Grund chemischer und mineralogischer Gesichtspunkte möglich war, auf Grund des Alters jedoch nicht. Bei den Sedimenten ist es gerade umgekehrt, hier erfolgt die Einteilung nach dem Alter, d. h. auf Grund der sorgfältig erforschten zeitlichen Aufeinanderfolge, und die Gesteinsbeschaffenheit spielt demgegenüber eine untergeordnete Rolle. Diese genaue Altersbestimmung* ist durch die Versteinerungsführung der Sedimente möglich. Zwar kommen auch in den kristallinen Schiefen, vor allem in der Phyllitgruppe, Fossilien vor, doch sind sie hier derartig selten und infolge der Metamorphose des Gesteins derartig schlecht erhalten, daß sie nur ganz gelegentlich — nach langem Suchen durch geschulte Augen — überhaupt nachweisbar sind und praktisch sehr wenig Bedeutung haben.

An Hand der nachfolgenden kleinen Tabelle verschaffen wir uns zunächst eine kurze Übersicht über die geologische Zeitrechnung im allgemeinen:

* Natürlich handelt es sich dabei, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nicht um absolute, sondern nur um relative Altersbestimmungen. Wir können also z. B. nicht sagen: Der (triadische) Wettersteinkalk ist so und so viele Millionen Jahre vor unserer historischen Zeitrechnung gebildet worden. Sondern wir können nur sagen: Der Wettersteinkalk ist zweifellos jünger als der „alpine Muschelkalk“ und zweifellos älter als die „Raibler-schichten“. Der Wettersteinkalk (oder die „ladinische Stufe“) bildet also einen Teil der Mitteltrias und ist durch die und die Versteinerungen charakterisiert.

Nur ganz ausnahmsweise, und zwar hauptsächlich in den jüngsten Formationen (Diluvium und Alluvium), ist eine Berechnung nach Jahren möglich; auch dabei handelt es sich aber um nicht viel mehr als Schätzungen, und ein paar tausend Jahre mehr oder weniger spielen keine Rolle.

Zeitalter	Formation	Stufe
IV. Känozoikum (Neuzeit der Erdgeschichte)	Quartär	Alluvium (Geologische Gegenwart) Diluvium (Eiszeit, Auftreten des Menschen)
	Tertiär	Pliozän } Jungtertiär Miozän }
		Oligozän } Eozän } Alttertiär
III. Mesozoikum (Mittelalter der Erdgeschichte)	Kreide	Obere Kreide Untere Kreide
	Jura	Oberjura oder Malm Mitteljura oder Dogger Untenjura oder Liäs
	Trias	Rhätische Stufe Norische Stufe Karnische Stufe Ladinische Stufe Anisische Stufe Synthetische Stufe
II. Paläozoikum (Alttertium der Erdgeschichte)	Perm oder Dyas	Sechstein Rotliegendes
	Karbon: od. Stein- kohlenformation	Oberkarbon (Produktives Karbon) Unterkarbon
	Devon	Oberdevon Mitteldevon Unterdevon
	Silur	Obersilur Untersilur
	Kambrium	Oberkambrium Mittelkambrium Unterkambrium
I. Archäikum (Geologische Urzeit)	Algonkium Urgebirge	

Wenn wir uns nunmehr über die alpine Schichtenfolge orientieren wollen, so muß hier mit besonderem Nachdruck hervorgehoben werden, daß es sich im nachstehenden nur um eine tunlichst vereinfachte Skizze handeln kann, um einige wenige Beispiele, die aus der Fülle der alpinen Stratigraphie (Lehre von der Schichtenfolge) herausgegriffen sind. Wir beginnen „unten“, d. h. beim Ältesten und Tiefsten.

I. Das Archäikum ist in den Alpen durch die alten kristallinen Massengesteine

und Schiefer vertreten. Daß die Altersstellung dieser Gesteine aber — wegen des Mangels an Fossilien — vielfach umstritten ist, wurde bereits gebührend erwähnt.

II. Paläozoikum.

Das Kambrium ist in den Alpen nicht sicher nachgewiesen.

Das Silur ist in der zum „Drauzug“ gehörigen Karnischen Hauptkette, z. B. am Wolayer See, sehr schön und fossilreich entwickelt. Schwerer kenntlich, weil fossilarm, sind die Silurischen Schiefer innerhalb der nordalpinen (Rißbühler) Grauwackenzone, so besonders bei Dienten. Auch an der paläozoischen Ausfüllung der „Grazer Bucht“ ist Silur beteiligt.

Das Devon ist ebenfalls in der Karnischen Hauptkette großartig vertreten, die stolzen Mauern der Kellerwand und des Coglians bestehen aus hellem devonischen Kalk. Dieses Beispiel zeigt besonders anschaulich, daß gleichartige Gesteine sich in den verschiedensten Formationen bilden können, z. B. Kalk nicht nur in der Trias — wie ja allgemein bekannt ist —, sondern auch im Devon. Das entscheidende Merkmal ist eben bei Sedimentgesteinen nicht der Gesteinscharakter, sondern die durch Fossilien belegte Altersstellung.

Ferner beteiligt sich das Devon an der Grauwackenzone (Schwarz—Rißbühel—Dienten) und am Grazer Paläozoikum.

Karbon: Unterkarbon in der Grauwackenzone, Oberkarbon und Permokarbon (Übergangsbildungen zum Perm) in der Karnischen Hauptkette — Trogkofel, Krone, Profil von Tarvis, Karawanken und bei Laibach. Weitere sehr wichtige und bemerkenswerte Vorkommen von Karbon sind in den Nivalalpen (Stangalpe, Paal, Murau) und westlich des Brenner (Nöflacher Joch).

Perm: Hierher gehört der berühmte „Berrucano“, mit dem in einem großen Teile der Westalpen die sedimentäre Schichtenfolge überhaupt erst beginnt. Dieses meist rötliche oder grünliche Gestein ist ein „Transgressionsprodukt“, d. h. das permische Meer überflutete das kristalline Grundgebirge, arbeitete Teile davon auf (vergleiche Seite 63) und hinterließ ein Sediment, welches wir als „Konglomerat“ bezeichnen. Ein Konglomerat besteht aus im Wasser abgerollten, also gerundeten, eine Breccie aus eckigen Gesteinstrümmern. Das Berrucano-Konglomerat enthält innig verkittete Gerölle von Quarzporphyr, Quarziten und kristallinen Schiefen.

Dem Berrucano sehr nahe steht der „Grödener Sandstein“, nach dem klassischen Vorkommen im Grödener Tal benannt, der ungefähr dem deutschen „Rotliegenden“ entspricht. Über dieser küstennahen Flachseebildung folgt als nächstjüngeres Glied ein rein marines Sediment, der oberpermische Bellerophonkalk, der ungefähr dem deutschen Zechstein gleichzusetzen ist.

III. Mesozoikum.

Trias.

Die wichtigsten Vertreter der S y n t h i s c h e n Stufe sind die Werfener Schiefer, nach dem Orte Werfen bei Salzburg, sandige glimmerreiche Schiefer, die in ihrem oberen Teile vielfach Kalk, Gips und Salz einschließen. Hierher gehören die mächtigen Salz- und Gipslager von Hallstatt, Hallein und Berchtesgaden mit den sie begleitenden Mergeln und Rauchwacken, das sogenannte „Haselgebirge“. In den Südalpen werden die Werfener Schichten in Seiser und Campiller* Schichten zerlegt.

Die Anisische Stufe, der „alpine Muschelkalk“, ist vorwiegend kalkig-dolomitisch entwickelt. Die Zahl der Lokalnamen — die alpine Trias ist nämlich beinahe

* Die in der geologischen Literatur übliche Schreibweise „Campiler“ Schichten ist falsch, denn: Campill, nicht Campil.

eine Wissenschaft für sich! — wird hier bereits beängstigend groß. Virgloriaalkal, Recoarokalk (nach dem gleichnamigen Ort in den Vicentinischen Alpen), Guttensteiner (Niederösterreich) und Reichenhaller Kalk, Schreyeralmschichten (nach der gleichnamigen Alm bei Hallstatt im Salzburgschen), Reiflinger Kalk (nach Großreifling in Steiermark), Mendoladolomit (nach der Mendel bei Bozen), Ramsaudolomit — diese Blütenlese von Namen ist keine bloße Spielerei wildgewordener Geologen, sondern jeder dieser Namen bezeichnet eine bestimmte, an dem betreffenden Ort besonders typisch entwickelte Ausbildungsweise, eine bestimmte „Fazies“ der Anisifischen Stufe. Hervorzuheben ist der Reichtum an Versteinerungen, vor allem in den merglig-kalkigen, weniger in den rein dolomitischen Teilen der Anisifischen Stufe. Ammoniten, Muscheln, Schnecken, Brachiopoden, Korallen — eine reiche Fauna.

Ladinische Stufe. Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten bilden in den Südlischen Kalkalpen die wohlgeschichteten und sehr versteinerungsreichen „normalen“ Sedimente, die durch zahlreiche zwischengeschaltete vulkanische Tuffe und tuffige Mergel (Seiser Alpe) besonders interessant sind. Daneben treten gleichaltrige, aber sehr viel mächtigere Kalk und Dolomite in „Riff-Fazies“ (Kanglofelgruppe, Schlern) auf. Nach Richtshofen und Mojsisovics haben wir uns die gleichzeitige Entstehung dieser so verschiedenen Bildungen so vorzustellen, daß die „normale“ Sedimentation zwischen den Riffen sehr viel langsamer fortschritt, als die sich ziemlich rasch aufbauenden Korallenriffe selbst, so daß z. B. eine 100 m mächtige Schichtfolge der „normalen“ Serie einer 500—1000 m mächtigen Kalk- und Dolomitmasse der Riff-Fazies entsprechen kann*.

Der berühmte helle Schlerndolomit in der Bozener Gegend beginnt bereits über den Werfener Schichten (Elythische Stufe) und trägt auf seinem Rücken die roten „Raibler Schichten“ (Karnische Stufe) des Schlernplateaus, umfaßt also einen großen Teil der Anisifischen und die ganze Ladinische Stufe. Dieses jeden ordnungsliebenden Systematiker empörende Übergreifen über die Stufengrenze zeigt sich auch in den Nördlichen Kalkalpen, wo z. B. die bereits erwähnten Reiflinger Kalk auch die Ladinische Stufe vertreten können. Ich erwähne ferner aus den Südlischen Kalkalpen den Esinokalk (nach dem Orte Esino östlich Varese am Comersee) und den Marmolatakalk, aus den Nördlichen Kalkalpen den Ramsaudolomit (Anisifisch und Ladinisch), Arlberg- und Wetterstein-Kalk und Dolomit (Wetterstein, Karwendel, Kaisergebirge, Boralberg).

Karnische Stufe. Über diesen gewaltigen Kalk- und Dolomitmassen der Anisifischen und Ladinischen Stufe folgt eine schiefrig-merglige Schichtfolge, die nach dem Dorfe Raibl in Kärnten benannten Raibler Schichten. In der Karnischen Epoche hat das Meer sich teilweise aus dem Alpengebiet zurückgezogen. Daher das Auftreten von pflanzenführenden Schichten und Steinkohlen, von Sandsteinen, Schiefen, Mergeln, Rauchwacken und Gipsen, also Bildungen, die — im Gegensatz zu reinen Kalken — auf Flachsee, Küstennähe, Eindampfung oder sogar festländische Entstehung hinweisen. Den Raibler Schichten zeitlich gleichzusetzen sind die Lunzer Schichten der Nördlichen Kalkalpen, nach Lunz in Niederösterreich benannt. Auch die Fauna der Karnischen Stufe ist für Verflachung und Rückzug des triadischen Meeres bezeichnend.

Norische Stufe. In der Norischen Zeit folgt ein neues starkes Vordringen des Meeres und demgemäß die Bildung von gewaltigen Kalk- und Dolomitmassen —

* Ganz dieselbe Erscheinung sehen wir ja auch heute in der Südsee — die mächtigen, rasch wachsenden Korallenriffe und die wenig mächtigen, tonig-mergligen Sedimente („Liessestone“) unmittelbar daneben. Mir persönlich scheint diese „klassische“ Deutung Richtshofen — Mojsisovics noch immer die nächstliegende, einleuchtendste und beste, doch sei nicht verschwiegen, daß sich auch starker Widerspruch dagegen geltend macht.

Dachsteinkalk und Hauptdolomit*, die nicht nur in den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen, sondern auch in Graubünden (Engadiner Dolomiten) und in der Ortlergruppe weitverbreitet sind. In den Südtiroler Dolomiten bauen sich die Berge der Westhälfte, wie bereits erwähnt, vorwiegend aus Schlerndolomit und Marmolatakalk (also Anisische und Ladinische Stufe) auf, in der Osthälfte dagegen (Ampezzaner, Sertener Dolomiten usw.) ist über Schlerndolomit und Raibler Schichten noch der Dachsteinkalk mächtig entwickelt. Z. B. die Drei Zinnen, Zwölfer, Dreischusterspize usw. sind durch die Erosion aus horizontalen Dachsteinkalkbänken herausmodelliert worden.

Eine besondere, im wesentlichen auf das Salzkammergut beschränkte Ausbildungsweise sind die Hallstätter Kalk, rote oder hellgraue, knollige Marmoralkale, sehr reich an Ammoniten.

Rhätische Stufe. In den Nördlichen Kalkalpen und Graubünden meist als sogenannte Rössener Schichten entwickelt, eine Folge von dunklen, leicht verwitternden Kalken und Mergeln. Die besonders an Zweischalern und Brachiopoden reiche rhätische Fauna ist nicht auf die Alpen beschränkt, sondern mit einer großen Anzahl identer Arten über ganz Westeuropa verbreitet und dadurch für die allgemeine Trias-Stratigraphie von großer Bedeutung.

Wenn wir nunmehr die alpine Trias, diese wichtigste Formation der alpinen Schichtenfolge, rückblickend überschauen und dabei von allen nur gelegentlichen Ausbildungsweisen absehen, so können wir sagen: An der Basis die sandig-schiefrigen Werfener Schichten, oben die kalkig-mergligen Rössener Schichten. Die dazwischenliegende kalkig-dolomitische Hauptmasse der Trias wird durch die sandig-tonig-schiefrigen Raibler Schichten in eine untere und eine obere Abteilung zerlegt.

Jura.

Lias: Abneter Kalk — nach Abnet bei Salzburg benannte rote Ammonitenkalk. Hierlitzkalk — nach dem gleichnamigen Berge im Salzkammergut, weiße und rote Kalk und Kalkbreccien, sehr reich an Brachiopoden und Crinoiden (See-lilien). Fleckenmergel oder Allgäuschiefer — graugefleckter, mergeliger Kalkschiefer. Grestener Schichten — eine kohlenführende Strandbildung.

Dogger: In den Alpen sehr spärlich vertreten, wahrscheinlich infolge eines starken Rückzuges des Meeres am Beginne der Doggerzeit. Klauswichten, Wilsler Kalk (nach Wils bei Füssen), Gardakalk (San Vigilio am Gardasee).

Malm: Ebenfalls in den Alpen nur vereinzelt auftretend. Radiolarien-Hornsteine („Radiolarite“*) der Westalpen, Aptychenschiefer*** und -kalk, Oberalmschichten. Der helle Sulzfluhkalk (Sulzfluh, Drusenfluh usw. im Rhätikon) und Plassenkalk (Nordseite des Untersberges, Plassen, Trisselwand usw.), ein typischer Riffkalk.

Kreide.

In den Schweizer Kreidekalkalpen (z. B. Säntis, Churfürsten, Pilatus) mächtig entwickelt und auf Grund ihres Versteinerungsreichtums bis in die feinsten Einheiten studiert und gegliedert. Das wichtigste Glied der Oberkreide sind die Seerwenschichten. Von großer tektonischer Bedeutung in den Westalpen sind auch die Couches

* Der Dolomit unterscheidet sich vom Kalk durch den Magnesiumgehalt. Die Gemische Formel für Kalkspat ist CaCO_3 , für Dolomit $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$; Dolomit ist also ein Doppelsalz. Der Feldgeologe unterscheidet diese beiden einander sehr ähnlichen Gesteine mühelos durch Betupfen mit verdünnter Salzsäure oder Essigsäure. Der leichtlösliche Kalk braust nämlich unter schwachen Säuren lebhaft auf, der schwerer angreifbare Dolomit dagegen braust wenig oder gar nicht.

** Hauptsächlich aus den winzigen Kieselgerüsten von Radiolarien, einzelligen Lebewesen, bestehend. Die Radiolarite sind typische Tiefseebildungen.

*** Nach Aptychus (Ammonitendeckel) benannt.

Rouges, die „Roten Schichten“. In den Ostalpen seien erwähnt die Kockfeldschichten der Unterkreide (Kockfeld bei Salzburg) und die in rinnenförmigen Vertiefungen der älteren Ablagerungen liegenden kalkig-mergligen Gosaubildungen der Oberkreide (nach der Gosau bei Hallstatt). In den Südalpen der „Biancone“, blendend weiße bis rötliche Kalk, und die „Scaglia“, die in den lombardisch-venetianischen Alpen weitverbreitet ist. Ferner gehören hierher der Schraffenkalk (z. B. in Vorarlberg) und der bekannte schöne Untersberger Marmor (bei Salzburg).

Diese Beispiele genügen bereits, um zu zeigen, daß die Kreide durchaus nicht nur als die uns seit unsern Kindertagen bekannte weiße Schreibkreide (z. B. von der Insel Rügen) ausgebildet ist, sondern eine ungeheure Mannigfaltigkeit von Kalken, Mergeln, Schiefnern, Sandsteinen usw. enthält. Gerade die Kreide ist sehr „anpassungsfähig“, sie tritt in den verschiedensten Fazies auf. Eine überaus wichtige davon ist die „Flyschfazies“; die Kreide beteiligt sich nämlich auch an der den alpinen Außenrand bildenden Flyschzone, besonders im Osten, d. h. im Wiener Wald und in den Karpathen, und wird hier als Wiener oder Karpathen-Sandstein bezeichnet. Sogar die Bündner Schiefer (vergleiche Seite 50), die zum Teil das Phyllitstadium erreicht haben, enthalten, wie neuerdings mit Sicherheit nachgewiesen ist, Kreide (Prätigau, Samnaungruppe).

IV. Känozoikum.

Tertiär.

Die Tertiärperiode war die Zeit einer sehr lebhaften Gebirgsbildung. Die heutigen Hochgebirge der Erde — Pyrenäen, Alpen, Karpathen, Apenninen, Kaukasus, Himalaja, Cordilleren usw. — sind im wesentlichen tertiärer Entstehung. Wohl lassen sich vielfach auch ältere tektonische Bewegungen nachweisen, aber die eigentliche Auf-türmung zum Hochgebirge erfolgte bei all diesen Gebirgen erst im Tertiär. Von dem Ausmaß der Hebung bekommen wir eine Vorstellung, wenn wir bedenken, daß eoziäne (alttertiäre) Nummulitenschichten* in den Westalpen (Zone der Aiguilles d'Arves) bis 3400, im Himalaja sogar bis über 8000 m Meereshöhe aufgestaut sind. Wo im Alttertiär, also am Beginn der geologischen Neuzeit, noch Meeresboden war („Thetys“, das zentrale Mittelmeer), ist heute Hochgebirge!

Das Eozän ist in den Alpen gelegentlich, wie bereits erwähnt, als Nummulitenkalk entwickelt, sehr viel häufiger aber als Flysch, d. h. in einer sandig-schiefrigen, sehr versteinungsarmen Fazies.

Auch das Oligozän ist größtenteils Flysch, im Innern der Alpen sogar Bündner Schiefer, im Kanton Glarus Dachschiefer mit Fischresten. Daneben seien die örtlich eng begrenzten, aber durch ihre Braunkohlenführung bedeutsamen Haringer Schichten (von Haring in Tirol) erwähnt.

Das Miozän ist die Zeit der alpinen „Hauptfaltung“, die Alpen-„Insel“ im Mittelländischen Meere wuchs empor. Daher treffen wir kein marines Miozän mehr innerhalb des eigentlichen Alpenkörpers, sondern nur in den randlichen Teilen. Der ganze Raum zwischen Alpen und Jura ist im Miozän noch Meeresboden und wird von der bereits im Oligozän beginnenden, aber im wesentlichen miozänen Schweizer Molasse eingenommen, die in der Rigi 1800 m Meereshöhe erreicht. Hier am Alpenrande (Rigi, Speer, Utliberg bei Zürich usw.) wird die Molasse zu einem groben Konglomerat, der sogenannten Nagelfluh, die durch die Brandung des Miozänmeeres an den alpinen Ketten entstanden ist (vergleiche auch Seite 45 und 63). Mit zunehmender Entfernung vom Gebirge geht die Molasse in immer feinere

* Nach den bis über Talergröße erreichenden Nummuliten (riesigen einzelligen Lebewesen) benannt, die gesteinsbildend auftreten.

sandige und tonige Sedimente über. Ein anderes berühmtes Miozängebiet ist das Wiener Becken, wo das jüngere Tertiär durch sorgfältige Spezialuntersuchungen auf das genaueste gegliedert ist.

Das Miozän ist nur noch ganz peripherisch, in der Lombardei und im Wiener Becken, vorhanden, das Alpengebiet ist Festland geworden.

Quartär.

Das Diluvium erhält sein Gepräge durch zwei höchst bemerkenswerte Ereignisse, die Eiszeiten und das Auftreten des Menschen. Die ersten sicheren Spuren des Menschen finden sich allerdings bereits vor dem Eiszeitalter, und manche Forscher (Klaatsch†, Daqué) glauben sogar, den Menschenstamm noch sehr viel weiter in die geologische Vergangenheit hinab zurückverfolgen zu können. Jedenfalls errang der Mensch aber erst innerhalb des Eiszeitalters die Herrschaft über die Erde, in hartem Kampf mit Mammut, wollhaarigem Nashorn und Höhlenbär. Die historische Zeitrechnung, die dokumentarische Menschheitsgeschichte, die sich über etwa achttausend Jahre erstreckt und von uns größenwahnsinnig als „Weltgeschichte“ bezeichnet wird, ist ein Nichts, die letzten fünf Minuten eines ganzen Jahres, gemessen an der Geschichte des Lebens auf der Erde!

Die Eiszeit, deren Spuren wir in den Alpen auf Schritt und Tritt begegnen, ist nicht etwa als eine Periode polarer Kälte anzusehen, vielmehr würde eine Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur um 3—4° und eine leichte Zunahme der durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmenge bereits genügen, um im Alpengebiet und Alpenvorland eine neue Eiszeit heraufzuführen. Durch das monumentale Werk von Penck und Brückner†* ist bekanntermaßen nachgewiesen, daß wir in den Alpen vier Eiszeiten zu unterscheiden haben, die Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Vergletscherung**, demgemäß also drei Interglazialzeiten, in denen die Gletscher zum Teil sogar weiter zurückgingen als in der geologischen Gegenwart (vergleiche auch Seite 78). Auf die jüngste, die Würmeiszeit, folgten dann noch kleinere Vorstöße bzw. Stillstandslagen der abschmelzenden Eisdecke, das Bühel-, Gschnitz- und Daunstadium.

Jede der vier Eiszeiten hat ihre Moränen abgelagert, und durch das fließende Wasser ist dieses Moränenmaterial zum Teil „fluvioglazial“ umgelagert worden und bildet im Alpenvorland vier große übereinander liegende Schotterdecken, die als älterer und jüngerer Deckenschotter, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter bezeichnet werden, wobei also der ältere Deckenschotter der Günzeiszeit, der jüngere Deckenschotter der Mindeleiszeit entspricht usw. In den drei Interglazialzeiten — mit trocknerem und wärmerem, zum Teil sogar Steppenklima — bildete sich Löss, also „äolisches Sediment“ (vergleiche Seite 31 und 78).

Das Alluvium stellt den jüngsten Abschnitt des Quartärs dar und setzt sich in die Gegenwart fort. Hierher gehören die meisten Geröll-, Kies-, Sand- und Lehmlagerungen in der Tiefe der Täler.

C. Über Entstehung und Bau der Alpen — Alpine Tektonik.

(Endogene Vorgänge.)

Wie sind die Alpen entstanden, welche Kräfte haben sie aufgetürmt? Diese Frage ist rasch gestellt, aber schwer beantwortet, denn sie führt uns bereits hart

* Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, S. Lauchnitz.

** Benannt nach den Flüssen, in deren Gebiet die jeweiligen Ablagerungen besonders gut aufgeschlossen sind.

an die letzten Probleme der Geologie heran, d. h. in jene Gebiete, die — in jeder Wissenschaft — viel Hypothetisches enthalten und voraussichtlich auch immer enthalten werden. Für den Alpenwanderer steht die Beobachtung an erster Stelle, die Theorie zuletzt, trotzdem können wir uns an diesem Angelpunkt der ganzen alpinen Geologie nicht vorbeistehlen.

1. Theorien über die Bildung von Gebirgen.

Fast alle großen tektonischen Hypothesen der letzten zweihundert Jahre sind aus der Betrachtung der Alpen herausgewachsen und zur Erklärung der Alpenentstehung angewandt worden. Aus dieser Fülle erwähne ich die „plutonische Hebungstheorie“ Huttons und Leopold von Buchs, wonach die Alpen durch vulkanische Kräfte gehoben sein sollen, und zwar hauptsächlich durch Porphyr, welcher auf einer ungeheuren Spalte an die Oberfläche emporgedrungen sei und die Nachbargesteine aufgerichtet und gefaltet habe. Diese Vorstellungen von der Hebung der Gebirge und dem engen Zusammenhang zwischen Vulkanismus und Gebirgsbildung haben sich dank ihrer Anschaulichkeit im Laienpublikum bis in die Gegenwart hinein erhalten; in der Wissenschaft dagegen sind diese etwas primitiven Hypothesen aus triftigen Gründen schon seit Jahrzehnten verlassen. Gerade in unsern Tagen aber erlebt die Hebungstheorie, wenn auch in stark abgeänderter Form, ihre Auferstehung (vergleiche Seite 74—76).

Nach der „Kontraktions- oder Schrumpfungstheorie“, deren geistige Väter Elie de Beaumont und Eduard Sueß sind, wäre die Gebirgsbildung eine Kugelung der äußeren erkalteten Erdkruste, vergleichbar den Kugeln eines vertrocknenden Apfels. Der glühende — teils gasförmige, teils schmelzflüssige — Erdkern zieht sich zusammen, und die darüber befindliche starre Rinde sucht sich dem allmählich kleiner werdenden Erdkern anzupassen. So entsteht eine immer stärkere tangential Spannung, sozusagen ein ungeheurer Gewölbedruck, der schließlich in „Zonen des geringsten Widerstandes“, also in den Zonen der geringsten Festigkeit zu Faltungen, Überschiebungen, Verwerfungen usw., mit einem Worte zu gebirgsbildenden Bewegungen führt. Diese Kontraktionstheorie war jahrzehntelang die tektonische Universalhypothese, die offizielle Lehrmeinung aller geologischen Handbücher, und sie zählt auch heute noch viele Anhänger. Trotzdem ist auch die Kontraktionstheorie im wesentlichen als überholt anzusehen. Die moderne Tektonik und Geophysik lehren uns nämlich, daß die Kontraktionstheorie mit irrigen Voraussetzungen arbeitet — die Druckfestigkeit der Gesteine ist dazu viel zu gering! Es ist ganz unmöglich, daß die Erdrinde sich nach Art eines Gewölbes frei trägt, vielmehr müssen wir aus zwingenden Gründen annehmen, daß die Kruste auf ihrer magmatischen (feurigen) Unterlage sozusagen schwimmt*. Wenn es überhaupt zu einer tangentialen Spannung infolge Verkleinerung des Erdkerns käme, müßte die ganze Erdoberfläche gleichmäßig gerunzelt sein — was bekanntlich in keiner Weise zutrifft (vergleiche z. B. die „Russische Tafel“).

Die Tetraederhypothese und verwandte Lehren deuten die Gebirgsbildung nach Kristallographischen Gesetzen, die Erde sozusagen als einen riesigen Kristall. Auch Polverlegungen, Änderungen der Rotationsdauer der Erde usw. werden ins Treffen geführt. Doch ist das Antlitz der Erde viel zu kompliziert, als daß es möglich wäre, die Mannigfaltigkeit der tektonischen Tatsachen auf eine einfache mathematische Formel zu bringen.

* Über alle diese Fragen orientiert ein Büchlein von A. Andree („Über die Bedingungen der Gebirgsbildung“, Berlin, Gebr. Borntraeger) in vorbildlicher Weise, knapp und übersichtlich.

Reyers Gleit-Hypothese besagt, daß die Sedimente auf geneigter Unterlage unter dem Einfluß der Schwere abgleiten, besonders am Steilabfall der Kontinentalsockel gegen die Tiefseegräben, und sich dabei zu Faltengebirgen emporstauen. Die Thermische oder Expansions-Hypothese benutzt als Kraftquelle die Erwärmung und Ausdehnung der in große Tiefe versenkten Sedimentmassen. Die besonders in Amerika weitverbreitete Isostasie-Hypothese deutet die Gebirgsbildung als Ausgleichsbewegung, als Wiederherstellung des durch gewaltige Sedimentanhäufung gestörten Gleichgewichtes der Erdkruste. Jede dieser Anschauungen enthält manches Beachtenswerte, genügt aber meiner Ansicht nach zur befriedigenden Erklärung der Bildung von Hochgebirgen nicht.

Von großer Bedeutung für die Entstehung der Gebirge sind die „Geosynklinale“, d. h. langsam sinkende Riesenmulden, die — gerade durch das allmähliche Sinken — zum Ablagerungsraum mächtiger Gesteinsmassen geworden sind. Diese von J. Dana geprägte und von E. Haug weiter ausgeführte Vorstellungreihe weist auf einen zweifellos bestehenden inneren Zusammenhang hin; sie kann aber theoretisch auf mannigfache Art verwertet werden und spielt daher in den verschiedensten Hypothesen eine große Rolle. So wird z. B. neuerdings versucht (Argand, K. Staub), A. Wegeners Kühne Hypothese über das Wandern der Kontinente auch für die alpine Tektonik nutzbar zu machen. Danach soll der gewaltige alte Gondwanakontinent, dessen Reste wir in Afrika, Arabien, Vorderindien, Madagaskar und Australien sehen, einst nach Norden gewandert sein, auf den eurasiatischen Kontinent zu, die zwischenliegenden plastischen Meeresgründe in mächtige Falten legend. Schließlich wurden die Sedimente der Thetys-Geosynklinale endgültig aus ihrem Ablagerungsraum emporgepreßt und nach Norden zu übereinandergeschoben. Ein Gedanke von großartiger Kühnheit, aber — sehr hypothetisch!

Dagegen gewinnt die von dem bekannten Alpengeologen Otto Ampferer begründete „Theorie der Unterströmungen“ in den letzten zwei Jahrzehnten dauernd an Bedeutung. Danach sind die Gebirge Streifen eigener Entstehungskraft, und zwar liegt die eigentlich treibende Kraft in der Tiefe der Erdrinde, unter der „Erdohaut“. Alle oberflächlichen Faltungen und Überschiebungen der Erdkruste, wie wir sie in den Alpen sehen, werden von Bewegungen in der Tiefe bedingt und getragen, wie die Eisschollen auf einem Strom. Diese Tiefenströmungen entstehen infolge eines „Schweregefälles“ und fließen aus dichteren nach weniger dichten, also nach „Regionen des Massendefizits“ hin. Hierbei stehen wir durchaus auf dem Boden der Tatsachen, denn derartige Differenzen in der Dichte der Erdkruste, der Lithosphäre, lassen sich durch ganz genaue Schwermessungen (mit Hilfe des Vendels) einwandfrei nachweisen.

Bei derartigen Unterströmungen dürfen wir nicht etwa lediglich an ein Fließen von Magmamassen denken, vielmehr handelt es sich meistens um ein Fließen im sogenannten festen Aggregatzustand. Es läßt sich nämlich nicht nur rechnerisch-theoretisch, sondern auch experimentell nachweisen, daß bei den Druck- und Temperaturverhältnissen, wie sie in einer gewissen Tiefe der Lithosphäre herrschen, alle Stoffe sich mehr oder weniger plastisch verhalten müssen. In älterer Zeit sprach man, dem bekannten Schweizer Geologen Albert Heim folgend, von „bruchloser Umformung“ und „latenter Plastizität“, in neuerer Zeit ist es üblich geworden, geradezu von „Gesteinsfließen“ zu sprechen, und amerikanische Forscher unterscheiden zwei Zonen der Lithosphäre, oben eine Zone der Gesteinszertrümmerung und darunter eine Zone des Gesteinsfließens. Die erstere ist ungefähr identisch mit Ampferers „Erdohaut“, die im Vergleich zu den tieferen Zonen träge, abgestorben und passiv erscheint.

Also — die eigentlichen Träger aller oberflächlichen Bewegungen (wozu vor allem die Gebirgsbildung gehört) sind Veränderungen und Strömungen in der Tiefe.

Mit dem Ole der Kritischen Philosophie und Erkenntnistheorie gesalbt, bin ich weit davon entfernt, diese Auffassung als die endgültig allein richtige zu proklamieren, aber dem heutigen Stande geologischer, petrographischer, geophysikalischer und physikalischer Kenntnis dürfte die im Vorstehenden kurz skizzierte Theorie der Unterströmungen am besten gerecht werden. Sie ist eine wirkliche Arbeitshypothese, während die andern großen tektonischen Hypothesen meist gerade dann versagen, wenn man mit ihnen arbeiten will.

2. Die Deckenlehre.

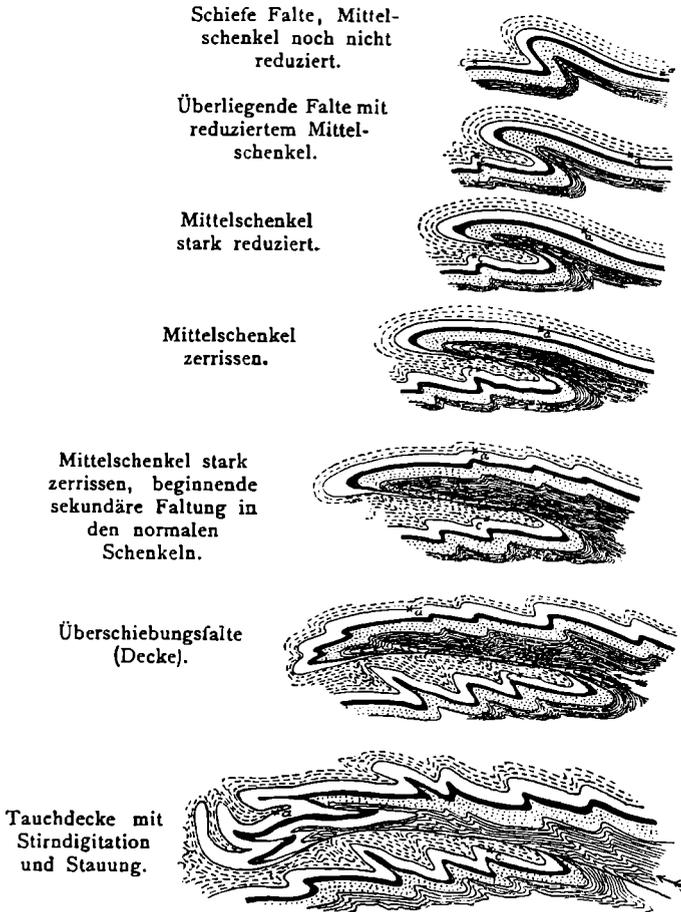
Während unsere Vorstellungen über die Entstehungsbedingungen der Alpen naturgemäß sehr stark mit Hypothesen durchsetzt sind, befinden wir uns auf etwas festerem Boden, wenn wir den Bau der Alpen betrachten. Die alpine Schichtenfolge ist nicht nur gehoben, in der kompliziertesten Weise gefaltet und durch Verwerfungen (Brüche) zerlegt, sondern — und das ist das entscheidende Merkmal des Alpenbaues — es haben große Überfaltungen und Überschiebungen stattgefunden, große Horizontalverfrachtungen über 40, ja sogar über 100 km hinweg. Alle diese Erscheinungen werden in der modernen „Deckenlehre“ untersucht, beschrieben und zusammengefaßt.

Die eigentlichen geistigen Väter der Deckenlehre sind — das muß ohne weiteres zugegeben werden — Schweizer und französische Forscher, vor allem Marcel Bertrand (Paris), Hans Schardt (Zürich), Maurice Lugeon (Lausanne) und Pierre Termier (Paris). Das ist vielleicht nicht ausschließlich in der größeren Genialität unserer westeuropäischen Kollegen begründet, sondern vor allem in der Tatsache, daß der Deckenbau der Alpen sich in den Westalpen, besonders in den Schweizer Bergen, sehr viel klarer entschleierte als in der östlichen Alpenhälfte. Am späteren Ausbau der Deckenlehre haben sich deutsche und österreichische Geologen rege beteiligt; als eine den Mitgliedern unseres Vereins besonders naheliegende, allgemeinverständliche Darstellung dieser Fragen sei Gustav Steinmanns Aufsatz („Geologische Probleme des Alpengebirges“) in der Zeitschrift des D&OeAV 1906 erwähnt.

Die Bezeichnung „Decke“ im tektonischen Sinne ist eigentlich eine Übersetzung aus dem Französischen — *Nappe* = Tischdecke, Decke. Was verstehen wir unter einer tektonischen Decke? Eine Decke ist eine Bewegungslamelle der Erdkruste von bedeutendem Ausmaß. Im allgemeinen ist sie daran leicht kenntlich, daß ältere Schichten auf jüngeren liegen, z. B. alte kristalline Schiefer auf jüngeren Kalken, doch ist eine derartige verkehrte Lagerung durchaus nicht wesentlich für die Begriffsbestimmung. Es kommt auch vor, daß eine aus stratigraphisch jüngeren Schichtgliedern bestehende tektonische Decke sich über eine ältere Unterlage schiebt und auf diese Weise für flüchtige Betrachtung eine nahezu normale Schichtenfolge vortäuscht. Das Entscheidende ist die Bewegung. Doch nicht jede lokale Überfaltung und Überschiebung wird als Decke bezeichnet, die Bewegung muß hierzu ein bedeutendes Ausmaß haben. Also: Die Decke ist eine Bewegungslamelle der Erdkruste von bedeutendem Ausmaß. Wie eine Überschiebungsdecke aus einer schiefen Falte, sozusagen durch Übertreibung der Faltung, hervorgehen kann, zeigt — anschaulicher als viele Worte — das Schema Figur 1 (Seite 41).

Die Deckenlehre hat im Laufe der letzten zwei Jahrzehnte ihre eigene — vielleicht etwas gar zu reichhaltige — Terminologie entwickelt. Ohne uns bei dieser trockenen Materie lange aufhalten zu wollen, sei erwähnt, daß man an einer Decke Wurzelzone, aufsteigenden Ast, Kulminationszone, absteigenden Ast und Stirnregion unterscheidet — bei der Betrachtung der Figuren Seite 47 und 52 erklären sich diese Bezeichnungen von selbst. Die Gesteine einer Wurzelzone sind autochthon, sie wurzeln in der Tiefe.

Die Gesteine des Deckenkörpers selbst sind dagegen wurzellos oder allochthon, sie schwimmen auf ihrer Unterlage*. Eine Decke kann sich verzweigen — Deckenverzweigungen, Teildecken. Mehrere benachbarte Decken, die sowohl in tektonischer wie besonders auch in stratigraphischer Hinsicht viel Gemeinsames haben, werden als Deckensystem oder Decke höherer Ordnung zusammengefaßt.



Figur 1.

Aus Albert Heim, Geologie der Schweiz, Band II.

In den Alpen haben wir drei bzw. vier Deckensysteme zu unterscheiden:

1. Helvetisches Deckensystem.
2. Penninisches Deckensystem.
3. Ostalpines Deckensystem.
4. Südalpines (dinarisches) System.

Das helvetische Deckensystem ist das unterste, stellt also sozusagen das tiefste tektonische Stockwerk des alpinen Deckenkörpers dar. Es ist in den

* Vergleiche z. B. D. Wilckens, Grundzüge der tektonischen Geologie (Jena, Gustav Fischer), ferner das reich illustrierte Buch von W. v. Seidlitz, Entstehen und Vergehen der Alpen (Stuttgart, Ferd. Enke, 1926).

Westalpen und vor allem in der Schweiz mächtig entwickelt, greift aber im Bregenzer Wald über die Rheinlinie herüber und beteiligt sich, immer spärlicher werdend, bis in die Gegend von Salzburg am Aufbau der „Flyschzone“, welche als mehr oder weniger schmales Band den Nordrand der Ostalpen bildet.

Das penninische Deckensystem, das mittlere tektonische Stockwerk, steht sowohl zu dem darunterliegenden helvetischen wie dem darüberliegenden ostalpinen Deckensystem in äußerst verwickelten tektonischen Wechselbeziehungen. Es ist ebenfalls im wesentlichen auf die Westalpen beschränkt, taucht aber im „Engadiner Fenster“ (Samnaungruppe) nochmals unter der ostalpinen Decke auf (siehe Figur 8 auf Seite 50). Auch das Tauerngebiet (vom Brenner bis zum Ratschberg) wird von manchen noch zum penninischen Deckensystem gerechnet, doch ist diese Deutung hart bestritten.

Das ostalpine Deckensystem, das oberste tektonische Stockwerk, hat die größte Verbreitung an der Oberfläche des heutigen Alpenkörpers, denn es beschränkt sich nicht auf die eigentlichen Ostalpen, sondern es spielt auch im Grenzgebiet von West- und Ostalpen eine sehr wichtige Rolle, und es findet sich sogar in sehr bemerkenswerten Resten („Klippen“, Romanische Voralpen) bis südlich des Genfer Sees. Neuerdings gliedert man dieses gewaltige ostalpine Deckensystem in eine untere, mittlere und obere Abteilung, und jede dieser Abteilungen wieder in verschiedene Decken. (Siehe auch die große tektonische Übersichtskarte.)

Das südalpine System liegt nicht über, sondern neben dem ostalpinen Deckensystem und ist von diesem durch eine Reihe gewaltiger Verwerfungen (periadriatische Brüche) getrennt. Vielfach werden die Südlichen Kalkalpen geologisch gar nicht mehr zu den Alpen, sondern zur Balkanhalbinsel gerechnet und deshalb mit Vorliebe als „Dinariden“ bezeichnet; tatsächlich setzen sie sich ohne Unterbrechung bis in den Peloponnes hinein fort. Daneben wird das südalpine System gelegentlich noch als richtiges Deckensystem, d. h. als viertes und oberstes tektonisches Stockwerk der Alpen (also über dem ostalpinen Deckensystem) aufgefaßt, doch ist diese Deutung sehr hypothetisch und höchst anfechtbar.

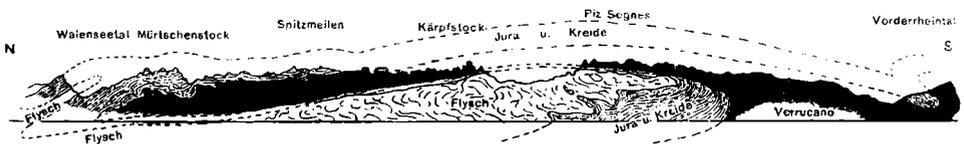
Nach dieser kurzen Übersicht über die Theorien der Alpenentstehung und des Alpenbaues betrachten wir nunmehr — in großen Zügen — die einzelnen Teile der Alpen, und zwar zunächst:

3. Die Westalpen.

(Vergleiche die Tektonische Karte.)

Um zum Verständnis des Baues der Schweizer Alpen zu gelangen, darf man nicht geographisch-topographisch vorgehen, also eine Gruppe nach der andern beschreiben, sondern man beginnt zweckmäßigerweise mit dem klassischen Gebiet der Glarner Überschiebung, wo sich der helvetische Deckenbau in wundervoller, modellmäßig klarer Weise enthüllt (siehe Figur 2).

Das Rintal mit seinen Zuflüssen hat sich hier tief eingeschnitten und prachtvolle „Aufflüsse“ geschaffen. Das Baumaterial der Glarner Berge macht die Be-



Figur 2.

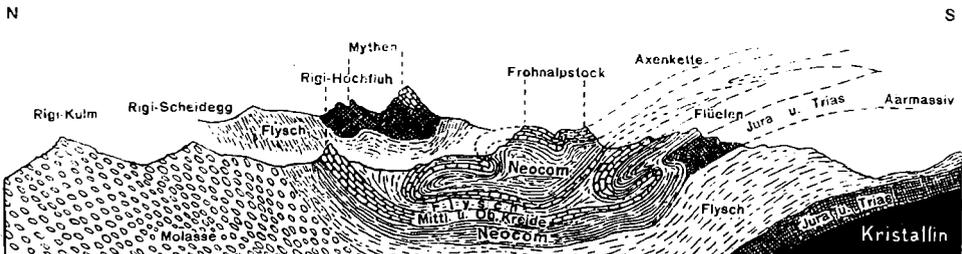
Querprofil durch die Glarner Überschiebung. (Nach Lugeon und Steinmann.)

obachtung besonders leicht, denn die einzelnen Gesteine unterscheiden sich sehr deutlich voneinander, sogar schon aus großer Entfernung — braunroter, permischer Berrucano (vergleiche Seite 33), graublauer, aber hell verwitternder, jurassischer „Hochgebirgskalk“ und die weichen, schwarzen Lonschiefer des tertiären Flysch (vergleiche Seite 36). In der Tiefe der Täler trifft man nun nicht, wie man erwarten sollte, den dem kristallinen Gebirge auflagernden alten Berrucano, sondern überall den jungen Flysch. Steigt man irgendwo empor, so sieht man mit Staunen, daß in halber Höhe der Berge ein schmales Band von jurassischem Hochgebirgskalk den Flyschschiefern aufliegt, und die Gipfel darüber bestehen sogar aus Berrucano. Also eine Umkehrung der Schichtfolge, eine inverse Lagerung in großartigstem Maßstabe! Wie sie zu deuten ist, zeigt das vorstehende Profil:

Aus dem Vorderrheintal steigt eine mächtige Falte empor, legt sich nach Norden zu über den Glarner Flysch und dringt als gewaltige Decke gegen den Walensee vor. Der Hochgebirgskalk, der in seiner normalen Mächtigkeit von etwa 500 m aus dem Rheintal aufsteigt, verkümmert nach Norden zu immer mehr und wird zu einem schmalen Bande, das an mehreren Stellen in den darunterliegenden Flysch hineingeknetet ist, streckenweise sogar ganz aussetzt. Der Hochgebirgskalk gehört nämlich dem stark reduzierten „Mittelschenkel“ (siehe das Schema Figur 1) an und ist unter dem Druck der überlagernden Massen (des Hangendschenkels) und unter dem Einfluß der Bewegung (des Deckenschubes selbst) sehr stark „ausgedünnt, ausgewalzt und ausgequetscht“. Der Hangendschenkel ist größtenteils schon längst abgetragen, denudiert (vergleiche Seite 76), und auch der ohnehin bereits stark ausgewalzte Mittelschenkel ist durch die Erosion zerschnitten, so daß vielfach nur noch vereinzelte Reste des Mittelschenkels, sogenannte „Klippen“, aus Hochgebirgskalk und Berrucano bestehend, wurzellos auf dem Flysch „schwimmen“. Der Flysch, über den sich die Deckenlast nordwärts bewegt hat, ist dadurch in zahllose kleine Falten gelegt worden, die sich nach Norden zu überneigen. Vielfach ist der Flysch an der Überschiebungsfäche abgeschliffen, poliert und geschrammt, als ob ein Gletscher darüber hingegangen wäre (vergleiche Seite 72).

Die Glarner Überschiebung ist seit langem das klassische Schulbeispiel der Deckenlehre, und das mit vollem Recht, denn hier handelt es sich um keinerlei Hypothese, hier sehen wir eine alpine Decke, einen Deckenschub von fast 40 km „Förderlänge“, hier tun wir einen geradezu ergreifenden Einblick in die Großartigkeit der alpinen tektonischen Bewegungen.

Berfolgen wir den Glarner Flysch nach Westen bis zum Bierwaldstätter (Urner) See! Dort treffen wir folgendes Profil (Figur 3), allerdings nicht so tief aufgeschlossen, nicht so augenfällig wie im Glarner Gebiet, sondern nach der Tiefe zu etwas ergängt:

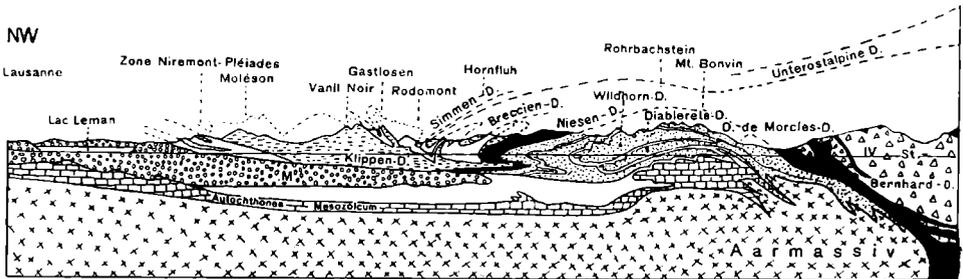


Figur 3.

Schematisches Profil vom Aarmassiv bis zum Rigi. (Nach Lugeon, Arbenz, Heim und Steinmann.)

Rechts das autochthone (bodenständige) alte Gotthardmassiv mit daraufliegendem und dazugehörigem Sedimentmantel von Trias und Jura, darüber der Glarner Flysch, d. h. die Fortsetzung der Glarner Flyschzone. Soweit ist die Schichtfolge also normal, „alles in bester Ordnung“. Gehen wir aber weiter nach Norden, so trägt der Flysch auf seinem Rücken das Mesozoikum der Arentkette, darüber eine schmale Flyschzone und über dieser die Kreide des Frohnalpstocks. Wir sehen hier also eine Deckenverzweigung, eine Gliederung innerhalb des helvetischen Deckensystems (Arenddecke, Frohnalpstockbecke). Dasselbe gilt von den Kreidebergen auf der andern Seite des Vierwaldstätter Sees, z. B. Bürgenstock und Pilatus, dasselbe gilt vom Säntis usw. — Mit andern Worten: Die Schweizer Kreidekalkalpen schwimmen auf tertiärem Flysch.

Im rückwärtigen Teile* des Profils liegt über der Flyschmulde von Schwyz der Kalkfloh der beiden Mythen, im wesentlichen Trias und Jura, aber in einer



Übersichtsprofil durch die Schweizer Alpen

Nach E. Argand 1911 und Alb. Heim 1919 (etwas vereinfacht)

- M** Molasse
- A** Autochthones und paraautochthones Mesozoicum
- Z** Autochthone Zentralmassive
- F** Flysch
- H** Helvetische Decken (Verrucano und Mesozoicum)

Figur 4 a.

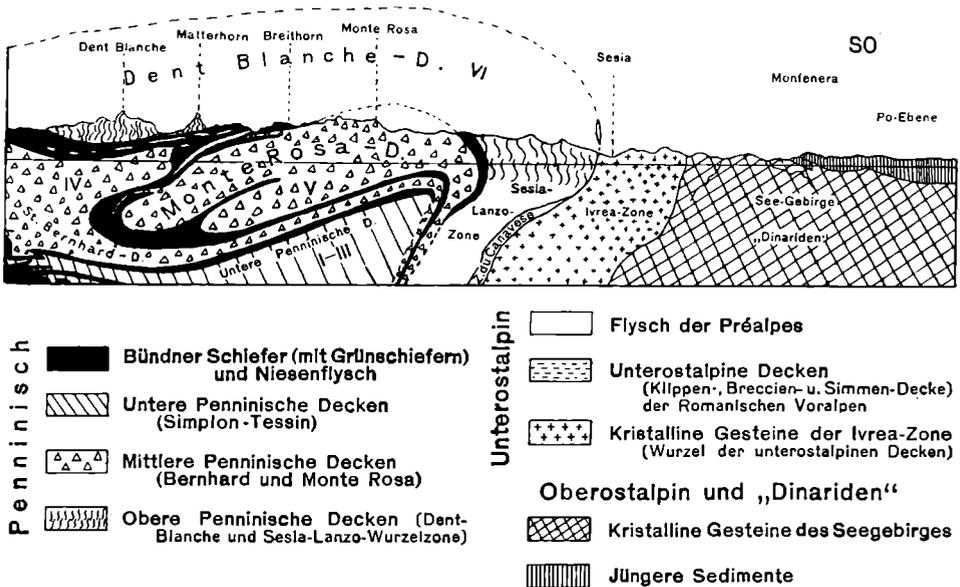
ganz andern Fazies als der autochthone Sedimentmantel des Gotthardmassivs. Die Mythen zeigen nämlich die sogenannte „erotische Fazies“ des Mesozoikums, die von der normalen helvetischen Ausbildungsweise dieser Gesteine stark abweicht und der ostalpinen Trias- und Jurafazies nahesteht. Dieselben Gesteine wie in den Mythen treffen wir z. B. am Stanserhorn, jenem bekannten, durch eine Drahtseilbahn zugänglich gemachten Ausichtsberge, oder bei Zberg, östlich von den Mythen. Hier finden sich neben den erotischen Kalken und Dolomiten auch kristalline Brocken, vor allem Gabbro, Diabas und Granit, aber nicht etwa Gotthardgranit, sondern ein eigenartiger Granit mit grünlichem Feldspat, der den Engadiner Graniten („Albula-, Juliergranit“) nahesteht. Derartige kristalline Gesteine sind den normalen helvetischen Kalkketten vollkommen fremd.

Die Erklärung für diese höchst bemerkenswerten Erscheinungen ist: Die Mythen, der Roggenstock bei Zberg, Buochser- und Stanserhorn, die Gistroylerstöcke am

* In Figur 3 ist dies dadurch angedeutet, daß das rückwärtige Profil durch einen schmalen „Lufzweischenraum“ vom vorderen Profil getrennt und gegenüber diesem etwas gehoben ist.

Brünigpaß und andere Berge dieser Art sind tektonische „Klippen“*, d. h. die letzten, von den abtragenden Kräften verschont gebliebenen Reste einer Decke dieser erotischen Gesteine, die sich einst über den helvetischen Kreidketten ausbreitete. So wird es auch verständlich, daß die grobe Konglomeratbildung der Nagelfluh (vergleiche Seite 36) z. B. an der Rigi sehr viel erotische Bestandteile enthält, stellenweise viel mehr erotisches als helvetisches Material. Zu der Zeit, als das miozäne Molassemeer am Alpenrande brandete, lag die helvetische Kreide noch großenteils unter dem unterostalpinen Deckensystem der erotischen Gesteine begraben.

Gehen wir aus dem Vierwaldstätter Gebiet weiter nach Südwesten! Hier, zwischen Thuner See und dem Rhonestück St. Maurice—Genfer See, breiten sich die Freiburger Alpen aus, westlich der Rhone, auf der konkaven Innenseite des Genfer Sees, das Chablais. Freiburger Alpen und Chablais werden als Préalpes Romandes, als die Romanischen Voralpen zusammengefaßt. Dieselben „erotischen“



Figur 4 b.

Gesteine, die am Vierwaldstätter See nur noch einzelne Überschiebungsklippen, isolierte Reste einstiger Decken bilden, setzen in den Romanischen Voralpen zwei große, räumlich sehr ausgedehnte Gebirgsgruppen zusammen. Daher ist hier eine sehr viel genauere stratigraphische und tektonische Gliederung der Decken möglich (siehe das Sammelprofil Figur 4 a).

An den Nordwest- und Westrand des alten, in der Tiefe wurzelnden Aarmassivs legt sich der ebenfalls autochthone mesozoische Sedimentmantel, den wir z. B. bei Grindelwald und Lauterbrunnen, an der Blümlisalp und am Balmhorn prachtvoll beobachten können. Dieser Sedimentmantel, vorwiegend der uns aus dem Kanton

* Die Bezeichnung „Klippe“ ist eigentlich unlogisch und nur historisch zu rechtfertigen. Früher deutete man nämlich diese rätselhaften, fremdartigen Berge als richtige, im Untergrunde wurzelnde und durch die helvetischen Sedimente sozusagen hindurchgestoßene Klippen. Erst die genauere Untersuchung und Kartierung lehrte mit einwandfreier Gewißheit, daß es sich um wurzellose, auf Kreide und Flysch schwimmende Überschiebungszeugen handelt.

Glarus bereits bekannte jurassische Hochgebirgskalk, ist mit dem Orthogneis des Aarmassivs randlich in der großartigsten Weise verfaltet. Die besten Aufschlüsse bietet das den bekannten Engelhörnern benachbarte Ostlithorn auf der Seite des Urbachtals (bei Innertkirchen) und die Jungfrau selbst, besonders auf ihrer Westseite.

Gehen wir, tektonisch gesprochen, nach außen, so gelangen wir in das helvetische Deckensystem, das wir bereits am Urner See kennengelernt haben und das sich innerhalb des Rhoneknies ganz ungezwungen in die Dent-de-Morcles-Falte (zu unterst), Diableretsdecke und Wildhorndecke gliedern läßt. Die Dent-de-Morcles-Falte wird noch zum „parautochthonen“, d. h. zum nahezu bodenständigen Helvetikum gerechnet, da sie nur eine lokale Überfaltung darstellt. Die Diableretsdecke, weiter östlich Mürtschen- und Glarner Decke, gehören zu den unteren helvetischen Decken, die Wildhorndecke (ebenso wie Aren-, Säntis- und Drusbergdecke) zu den oberen helvetischen Decken. Darauf folgen die sogenannten ultrahelvetischen Decken, und über diesen erst das penninische Deckensystem, das zwischen Aare und Rhone vor allem durch den Niesenfluch vertreten wird, so benannt nach dem berühmten Aussichtsberg am Westufer des Thuner Sees. Auf dem penninischen Deckensystem endlich ruht das unterostalpine Deckensystem, das die Hauptmasse der Romanischen Boralpen aufbaut und selbst wieder in Klippendecke, Brecciendecke und Simmendecke eingeteilt wird.

Tektonische Leit Horizonte sind meist Flusshänder*, welche ältere Schichtglieder tragen und die verschiedenen Decken und Deckenverzweigungen voneinander trennen.

Die helvetischen Decken sind „Nappes à racines externes“, Decken mit äußerer Wurzel, denn sie wurzeln im äußeren (nordwestlichen) Teile des Alpenbogens, z. B. in der „Rhonenarbe“. Die penninischen und unterostalpinen Decken dagegen sind „Nappes à racines internes“, sie wurzeln auf der Innenseite, also im Südosten der alten Masse, ihre „Förderlänge“ betrug bis zu 100 km.

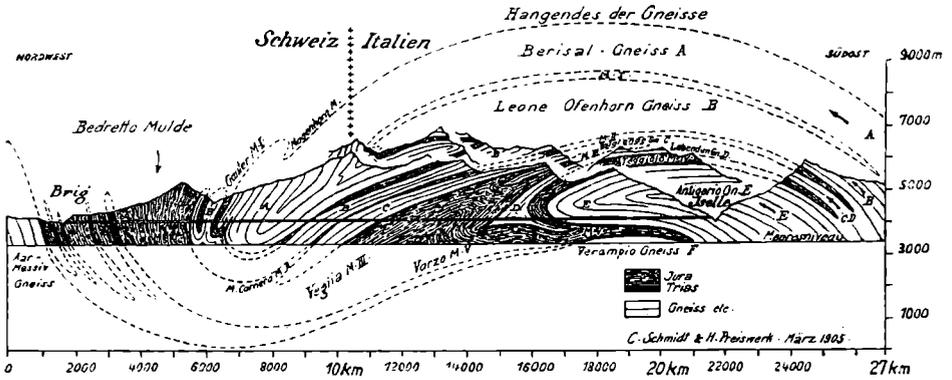
Es ist eine höchst bemerkenswerte Tatsache, daß die Westalpen zwei Reihen von kristallinen Massiven (eine innere und eine äußere) aufzuweisen haben, zwischen denen sich die inneralpine Sedimentzone (Zone von Sitten) hinzieht (siehe die tektonische Übersichtskarte). Die äußere Reihe, die Montblanczone, besteht, wenn wir im Süden anfangen, aus dem Mercantour-, Pelvour-, Grandes-Rouffes-, Bellebonne-, Montblanc-, Aiguilles-Rouges-, Arz- und Gotthardmassiv. Diese Massive sind bekanntlich alt und autochthon (vergleiche auch Seite 26). Die Zone des Monte Rosa dagegen, die innere Zentralmassivzone der Westalpen, ist eigentlich nur ein aus älterer Zeit stammender irreführender Name. Allerdings treffen wir auch hier gewaltige Massen kristalliner Gesteine, aber sie wurzeln nicht in der Tiefe, was zum Begriff des Zentralmassivs gehört, sondern sie sind kristallines Deckenland.

Das sehen wir mit modellmäßiger Klarheit in dem von E. Schmidt† und H. Preiswerk genau untersuchten Simplongebiet, wo der künstliche Aufschluß des großen Simplontunnels die natürlichen Aufschlüsse dieser Gruppe in höchst dankenswerter Weise ergänzt (siehe das Profil Figur 5 und Schema Figur 6).

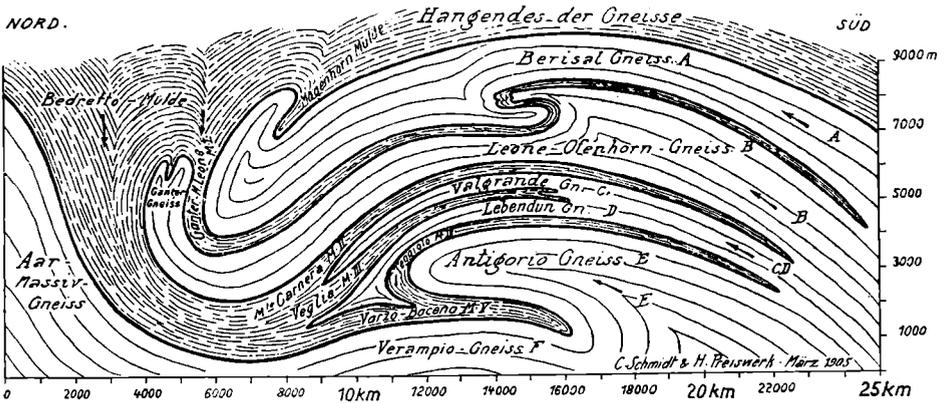
Die Bedrettomulde, die im wesentlichen aus Glanzschiefern (Schistes lustrés), also stark veränderten Mesozoikum besteht, ist nichts anderes als die bereits erwähnte inneralpine Sedimentzone, die hier am Nordportal des Simplontunnels einen Lokalnamen erhalten hat. Also zeigt uns das Schema Figur 6 im Prinzip:

* An diesen Flusshändern kann man die Erscheinung der „Einwicklung“ studieren, die Tatsache, daß eine höhere in eine tiefere Decke lokal eingewickelt wird und daher streckenweise unter die tektonisch tiefere Einheit zu liegen kommt. Die höhere Decke ist also nicht immer die jüngere, sondern „es gibt neben den dorjalen auch basale Auskühlungen, die sich selbständig weiterentwickeln konnten“. (Aus E. Hennig, Bau und Werdegang der Alpen. Tübingen, Naturwissenschaftliche Wochenschrift, 1920.)

Links, im Norden, das Aarmassiv, dann eine sich stark verästelnde Sedimentmulde und rechts die Simplon-Lessin-Gneise, ein übereinandergeschichtetes Paket von liegenden Falten und Überfaltungsdecken. Die einzelnen Decken und Deckenverzweigungen sind durch die Verästelungen der inneralpiner Sedimentmulde voneinander getrennt. Das Simplongebiet lehrt uns also, daß nicht nur Sedimentgesteine, sondern auch gewaltige kristalline Massen in den Deckenbau der Alpen einbezogen sind und daß diejenigen Sedimente, die in diese tieferen tektonischen Zonen hineingerieten, in sehr charakteristischer Weise zu Glimmerschiefern umgestaltet wurden.



Figur 5.

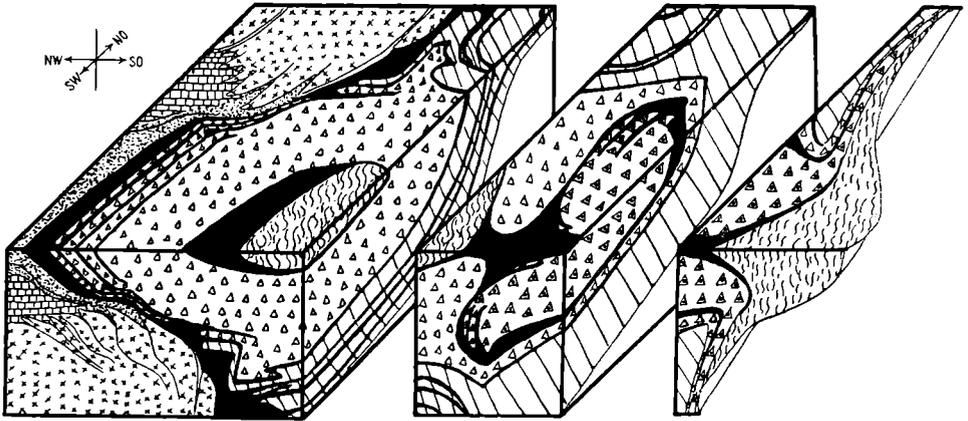
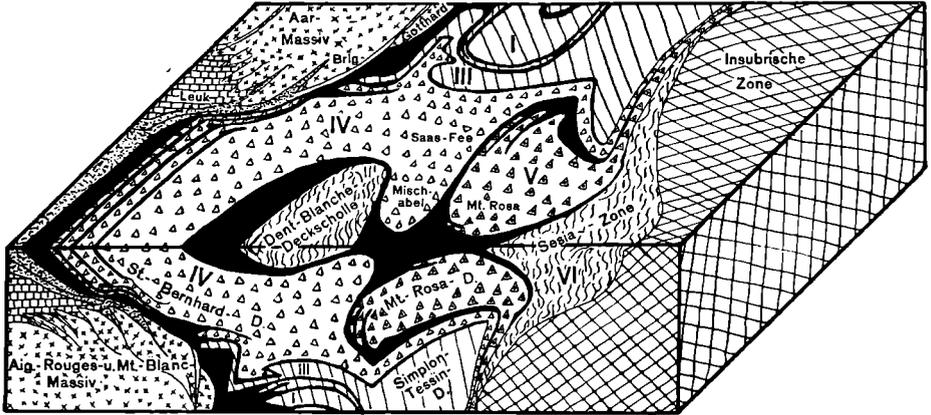


Figur 6.

Querprofil und Schema der Tektonik im Simplongebiet.
(Nach E. Schmidt und H. Preiswerk 1905.)

Gehen wir aus der Simplongruppe nach Westen in die Walliser Alpen, so treffen wir dort drei höhere (im eigentlichen Sinne penninische) Decken (vergleiche wieder Figur 4a und 4b auf Seite 44–45), die also über den Simplon-Lessin-Decken liegen, nämlich die Bernhard-Decke, die Monte-Rosa-Decke und die Dentblanche-Decke. Die Decke des Großen St. Bernhard, welche die geologisch berühmte westalpine Karbonzone enthält, ist mit der darunterliegenden inneralpiner Sedimentzone und den Simplon-Lessin-Decken in komplizierter Weise verfaltet und geschuppt und bildet z. B. bei Randa im Zermatter Tale den kristallinen Sockel. Zu der kurzen liegenden Falte, die man als Monte-Rosa-Decke bezeichnet, gehört außer dem Monte Rosa selbst auch

der Gran Paradiso, ferner das Ambin- und das Dora-Maira-Massiv westlich Turin. Die darüber folgenden hochmetamorphen Sedimente, vorwiegend Schistes lustrés



Schematische Stereogramme

Nach E. Argand 1911

- | | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|
|  | Autochthones und parautochthones Helveticum |  | Bernhard-Decke |
|  | Obere Helvetische Decken |  | Monte-Rosa-Decke |
|  | Autochthone Zentralmassive |  | Obere Penninische Decken (Sesia-Zone und Dent-Blanche) |
|  | Bündner Schiefer (Glanzschiefer) |  | Insubrische Zone (Ostalpin und Dinariden) |
|  | Untere Penninische Decken (Simplon-Tessin) | | |

Figur 7.

und Grüngesteine, die bei Zermatt und in der Val Tournanche großartig entwickelt sind, bilden die Unterlage der höchsten penninischen Decke, der Dentblanche-Decke. Dieser gehören die stolzesten Berge der Alpen an, das Weißhorn, Zinalrothorn,

Obergabelhorn, Dentblanche, Dent d'Hérens und Matterhorn. Als Eckpfeiler, nur nach Westen zu über die Dent d'Hérens mit der Hauptmasse der Dentblanche-Decke zusammenhängend, im Norden, Osten und Süden von weichen Kalk- und Grünschiefern unterteuft, schwingt sich die kristalline Riesengestalt des Matterhorns empor, „einsam wie ein großer Gedanke“.

Wenn wir das Simplonprofil (Figur 5) mit dem Walliser Profil (Figur 4 a und 4 b) vergleichen, müssen wir feststellen, daß die Walliser Alpen tektonisch eine Depression bilden, eine Einsenkung des ganzen Deckengebäudes. Die Simplon-Lessin-Decken (Antigorio, Lebendun, Leone), meist kurz I—III bezeichnet, liegen unter den Walliser Alpen in gewaltiger Tiefe begraben und steigen nach Osten ans Tageslicht empor, zur „Losa-Lessin-Kulmination“. Über dieser Kulmination* sind die Decken IV—VI, also Bernhard-, Monte-Rosa- und Dentblanche-Decke, schon längst abgetragen, ihre Reste finden sich in der Molasse des Alpenvorlandes. In der Walliser Depression dagegen haben sich die höheren penninischen Decken (IV—VI) noch erhalten. Die räumliche Vorstellung hiervon wird durch Argands Blockdiagramme sehr erleichtert (siehe Figur 7).

Wer sich in die schematischen Stereogramme der Figur 7 etwas vertieft und sie mit dem Profil 4a und 4b vergleicht, der bekommt eine wirklich plastische Anschauung nicht nur vom Bau der Walliser Alpen, sondern vom Wesen alpiner Tektonik überhaupt.

Der durch die ganze Alpenbreite quer hindurchlaufenden Einsenkung des Deckengebäudes haben wir es auch zu verdanken, daß die penninischen und sogar die unterostalpinen Sedimentdecken in den Romanischen Voralpen vor der Abtragung bewahrt geblieben sind. Wir sprechen daher von der „Depression des Wallis und der Préalpes“.

Diese Hebungen und Senkungen des Deckengebäudes im Streichen, also in der Längsrichtung des Alpengebirges, zeigen eine deutliche Abhängigkeit von den autochthonen Massiven. So liegt die Losa-Lessin-Kulmination hinter dem doppelt stauenden Widerstand des Gotthard- und Aarmassivs, die Walliser Depression hinter der großen Senke zwischen Aar- und Montblancmassiv, die Paraiso-Kulmination hinter dem „Stauwehr“ des Montblanc usw. R. Staub kleidet diese Erfahrung in den Satz**: „Hinter jeder Kulmination des Vorlandes, hinter jedem Zentralmassiv steht eine entsprechende Kulmination der Decken. Vom Meere bis an den Rhein erscheinen überall hinter den Massiven die mächtigsten Kulminationen, hinter den Lücken zwischen denselben die tiefen deckenerfüllten Senken, die Depressionen im alpinen Deckengebäude.“

4. Das Grenzgebiet von West- und Ostalpen.

(Vergleiche die Tektonische Karte.)

Von der Lessiner Kulmination nach Osten zu senkt sich das ganze Deckengebäude tief herab, in die gewaltige tektonische Depression von Graubünden. Demgemäß treffen wir nach Osten fortschreitend immer höhere Decken. Über die Parallelisierung der Walliser mit den Graubündner Decken herrscht zwar noch keine volle Einmütigkeit, doch scheint sich folgende Gleichsetzung (nach R. Staub) allmählich durchzurufen (vergleiche Figur 9 auf Seite 52).

Nappe IV (Bernharddecke) im Westen der Lessiner Kulmination = Abduladecken im Osten.

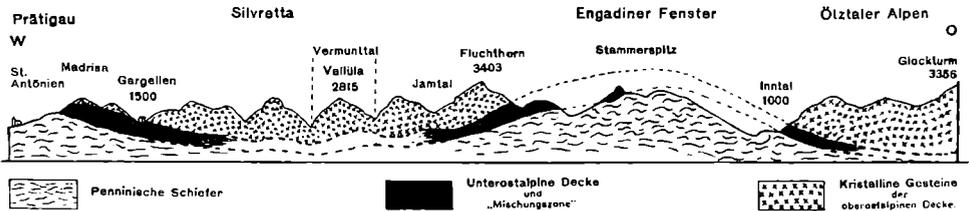
* Kulmination und Depression sind hier immer nur in tektonischem Sinne zu verstehen, haben also mit dem heutigen Anliß der Alpen nichts zu tun. Dieses ist vielmehr erst im morphologischen Abschnitt E (Seite 74—78) kurz behandelt.

** R. Staub, Der Bau der Alpen. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge, 52. Lieferung, 1924, Seite 14.

Nappe V (Monte Rosa) = Lambo-Suretta-Decken im Gebiet des Hinterrhein.
Nappe VI (Dentblanche) = Sella-Margna-Decke im Oberengadin.

Über dieser höchsten penninischen Decke folgt dann das ostalpine Deckensystem. Im Kanton Graubünden vollzieht sich nämlich, ganz allgemein gesprochen, das Untertauchen des penninischen unter das ostalpine Deckensystem (vergleiche Figur 10 auf Seite 56). Im einzelnen ergeben sich allerdings mancherlei Verwicklungen, die hier kaum angedeutet werden können.

Gehen wir vom Kessel des Prätigaus aus, also z. B. von der bekannten Bahnstrecke Landquart—Klosters, der Zufahrt nach Davos. Das vorherrschende Gestein sind hier die Bündner Schiefer, stratigraphisch wahrscheinlich große Teile des Mesozoikums und Tertiärs in einförmiger, fossilärmer Schieferfazies umfassend, tektonisch eine Fortsetzung der inneralpiner Sedimentzone (Sitten-Brig, Bedretto-mulde). Wenn wir aus diesem Schiefergebiet nach Norden, gegen den Rhätikon, oder nach Osten, gegen die Silvrettagruppe, emporsteigen, so treffen wir eine über den Bündner Schiefen liegende Zone, die sowohl stratigraphisch wie tektonisch viel Merkwürdiges enthält und die geologische Forschung durch Jahrzehnte



Figur 8.

Schematisches Profil vom Prätigau zu den Ötztaler Alpen. (Nach G. Steinmann, abgeändert.)

beschäftigt hat. Diese früher als „Windelitzische Aufbruchszone“ bezeichnete Region, die sich z. B. im Gebiete des bekannten Kurortes Arosa stark verbreitert, enthält eine förmliche Mustersammlung der verschiedensten Gesteine* in der verschiedensten Altersstellung, und noch dazu in einer äußerst wirren Lagerung, vielfach auf große Strecken bunt durcheinandergewürfelt. Man hat sich lange sehr bemüht, dieses große Durcheinander in drei bis fünf Decken aufzuteilen und im einzelnen zu erklären. Allmählich hat sich aber immer klarer herausgestellt, daß dies eine vergebliche Liebesmühe ist, denn die Windelitzische Zone ist die große „Schuppungs- und Mischungszone“ an der Basis des ostalpinen Deckensystems, sozusagen eine riesige „Reibungsbreccie“ — im wesentlichen wohl unterostalpinen Material (entsprechend den Bierwalbstätter Klippen und den Romanischen Voralpen), aber auch viel penninische Bestandteile, das Ganze gekrönt von mittelostalpinen Schubsetzen. Darüber betreten wir das typische oberostalpine Deckensystem, im Gebiete der Sceaplana nordalpine Trias, in der Silvrettagruppe kristalline Schiefer.

Wenn wir uns davon überzeugen wollen, daß z. B. die Silvrettagruppe — nach früherer Auffassung ein normales kristallines Massiv — tatsächlich als gewaltige Decksholle auf jungen Bündner Schiefen schwimmt, so brauchen wir uns nur das schematische Profil Figur 8 anzusehen. Der beste Beweis sind nämlich die beiden „Fenster“, das kleine von Gargellen und das große Engadiner Fenster, in denen die tieferen Deckensysteme unter dem oberostalpinen wieder zum Vorschein kommen, in

* Besonders erwähnt sei der dem Lithon (Oberjura) angehörende helle Sulzflusalk, der die herrlichen „Flühen“ des südlichen Rhätikon aufbaut, ferner die Falknis-Breccie, vor allem aber zahlreiche grüne (ophiolitische) Eruptiva.

Gargellen das unterostalpine, in den Engadiner Schieferalpen (Samnaungruppe) das unterostalpine und darunter das penninische.

Das schwierigste tektonische Problem des west-ostalpinen Grenzgebietes ist die Bewegungsrichtung. In den Schweizer Alpen war der Deckenschub von SO gegen NW bzw. von SSO gegen NNW gerichtet, also quer zum Alpenstreichen. Das ist eine durch zahllose Beobachtungen erhärtete Tatsache. Die gelegentlichen Abweichungen sind nicht sehr bedeutend*. Im Grenzgebiet jedoch ist die Sache anders, da wird die Ausnahme vielfach zur Regel. Während wir von vornherein auch hier eine Schubrichtung SSO—NNW, also ein (dazu senkrecht) Schichtstreichen WSW—ONO erwarten sollten, müssen wir vielfach eine rein ost-westliche Schubrichtung feststellen, also nicht quer, sondern parallel zum „generellen“ Alpenstreichen.

Um ein hier naheliegendes Mißverständnis gleich auszuschließen: Das Untertauchen des penninischen unter das ostalpine Deckensystem gegen Osten zu beweist hinsichtlich der Bewegungsrichtung beider Decken nichts. Trotz dieses Absinkens gegen Osten wäre es an sich durchaus möglich, daß beide Decken aus dem Süden gekommen sind und sich auch hier S—N oder SSO—NNW bewegt haben. Die im Grenzgebiet vielfach vorherrschende ost-westliche Schubrichtung ist auf andere Weise festzustellen, nämlich durch die Streichrichtung der Gewölbe- und Muldenumbiegungen, der Scharniere (vergleiche Figur 1). Es bedarf keiner besonderen Begründung, daß die Scharniere einer Deckfalte senkrecht zur Bewegungsrichtung streichen. Nun läßt sich besonders in den zum ostalpinen Deckensystem gehörigen Triasgruppen — Rhätikon, Pfessurgebirge (zwischen Arosa und Davos), Ducangruppe und Engadiner Dolomiten (Münstertaler Alpen) — nachweisen, daß die Scharniere vielfach nicht nur N—S, sondern NO—SW, N—S und NW—SO, also bogenförmig verlaufen, wobei die konvexe Seite dieser Bogen gegen Westen gerichtet ist. Daher die für die vorstehenden Gruppen geprägte Bezeichnung „die rhätischen Bogen“***!

So bedeutsam und interessant diese Ost-West-Bewegungen auch sind, so wollen wir sie trotzdem nicht überschätzen. Der generelle Deckenschub ging sicherlich auch im Grenzgebiet quer zum generellen Alpenstreichen, aus dem inneren nach dem äußeren Teile des Alpenbogens, also ungefähr SO—NW. Wie sich diese verschiedenen Schubrichtungen „miteinander vertragen“, ist noch nicht ganz geklärt. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um verschiedene Phasen der Gebirgsbildung, also um ein zeitliches Nacheinander, vielleicht um lokale Ablenkungen der alpinen Schubrichtung durch entsprechende Störungen des „Schweregefälles“ (vergleiche Seite 39). Auch der „Dinaridenkopf“ südlich des Brenner, d. h. die Einschnürung des ostalpinen Deckensystems durch das im Gebiete von Brixen weit vorpringende südalpine Gebirgs-

* Nach den neuesten Arbeiten (Preiswert) scheint auch im Tessiner Gebiet die Ost-West-Bewegung eine wichtige Rolle zu spielen.

** Die Vertreter der „reinen Lehre“ haben sich zwar mit starkem Eifer bemüht, diese für die Nappeästheorie im engeren Sinne recht unbequemen Erscheinungen entweder ganz zu leugnen oder doch als vollkommen nebensächlich hinzustellen; trotzdem ist an der Existenz großer Längsbewegungen (der allgemeinen Richtung des Alpenstreichens folgend) nicht zu zweifeln. Das etwas widerwillige Eingeständnis theoretisch voreingenommener Gegner, wie es in den letzten Jahren wiederholt ausgesprochen werden mußte (siehe die Arbeiten der Berner Geologen, d. h. Arbenz und seiner Schüler, vergleiche sogar R. Staub, Der Bau der Alpen, Seite 129!), beweist am besten, daß man im Grenzgebiet von West- und Ostalpen um die Anerkennung derartiger anormaler Bewegungen nicht mehr herumkommt.

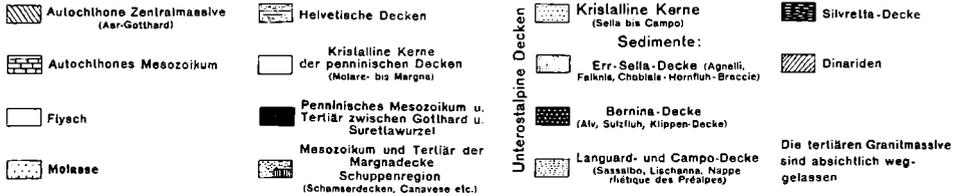
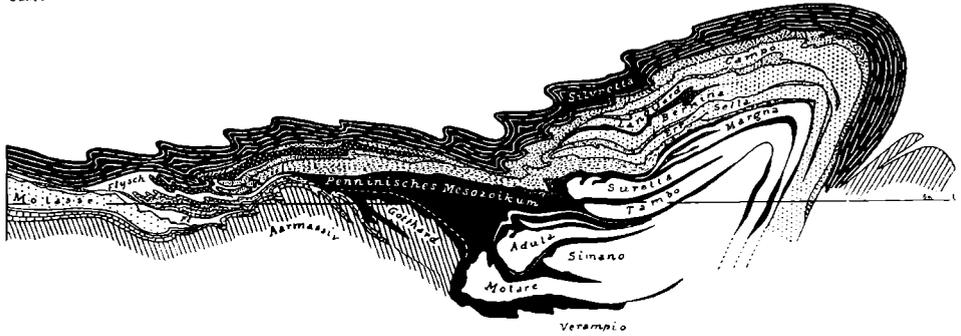
Man kann von diesen Erscheinungen nicht sprechen, ohne des viel zu früh verstorbenen Albrecht Spitz zu gedenken. Dieser selten unabhängige Geist, einer der feinsten und zugleich stärksten Köpfe in der jüngeren Generation der Alpengeologen, hat den wichtigsten Teil seines Lebenswerkes dem Grenzgebiet von West- und Ostalpen gewidmet. Von einer Aufnahmetour in den Laaser Bergen, im Herbst 1918, ist er nicht mehr zurückgekehrt, und mit ihm ist der berufene Mittler zwischen west- und ostalpinen Tektonik verschwunden.

System, ist offenbar für den Verlauf der Wurzelzonen und demgemäß auch für die Bewegungsrichtung der Decken von großem Einfluß gewesen (vergleiche auch Seite 57).

Julierz-, Languard- und Berninagruppe, die das Oberengadin umrahmen, bestehen im wesentlichen aus kristallinen Gesteinen, vor allem Graniten und Gneisen, doch kann man auch hier dank schmaler zwischengeschalteter Kalkbänder — z. B. Piz Padella und Las trais Fluors (die drei Blumen) bei Samaden, Piz Alv nahe dem Berninapass, Cassalbo im Puschlav — den Nachweis führen, daß es sich um übereinandergeschobene liegende Faltendecken handelt, nicht viel anders als im Simplongebiet. Den Simplon-Lessin-Decken gehören in dem Schema Figur 9* aber nur die

ca.N

ca.S



Figur 9.

Schematisches Sammelprofil durch die östlichen Schweizer Alpen. (Nach R. Staub 1917.)

tieftsten Falten an, nämlich Molare und Simano; dagegen wird die Aduladecke, wie wir bereits gesehen haben (Seite 49), der Bernharddecke gleichgesetzt, Tambo und Suretta als zwei Klappen der Monte-Rosa-Decke gedeutet. Margna- und Selladecke faßt R. Staub neuerdings, abweichend von Figur 9, zur obersten penninischen Einheit (Dentblanche-Decke) zusammen, Err und Bernina zur untersten ostalpinen Decke. Die Abgrenzung zwischen Penninisch und Ostalpin ist hier, im kristallinen Wurzelgebiet der Decken, außerordentlich schwierig und demgemäß auch hart umstritten. Nur das menschliche Denken in Begriffen fordert scharfe Grenzen und klare Unterscheidungen, die Natur aber kommt diesem „Bequemlichkeitsprinzip“, diesem Wunsche nach Übersichtlichkeit häufig recht wenig entgegen.

Auch die Beziehungen zwischen der metamorphen, d. h. kristallinen Wurzel und dem weit nach NW gewanderten, weniger oder gar nicht metamorphen Sedimentteil der gleichen Decke bergen große Schwierigkeiten (siehe Figur 9). Konkret gesprochen:

* In dem ich dieses Sammelprofil zum Abdruck bringe, erkläre ich mich damit nicht etwa solidarisch, was ich ausdrücklich betone, um von Fachgenossen nicht mißverstanden zu werden. Ich halte das Staubsche Deckenschema in mehrfacher Hinsicht für anfechtbar. Trotzdem gehört es hierher, da es eine klare Darstellung der heute herrschenden, sozusagen „offiziellen“ Auffassung (Alb. Heim) ist.

Zu welcher kristallinen Wurzel gehört z. B. der Sulzfluhkalk? Oder die Falknisbreccie? (Vergleiche Seite 50, Anmerkung.) Die Antworten, welche die heutige Deckenlehre auf derartige Fragen gibt, sind sehr beachtenswerte Lösungsversuche, aber bestimmt noch keine endgültige Klärung dieser Probleme.

Besondere Aufmerksamkeit verdienen die Triasmassen, die wir zum Teil bereits bei der Besprechung der Bewegungsrichtung (vergleiche Seite 51) erwähnten. Ortler, Engadiner Dolomiten (Münstertaler Alpen), Bergüner Stöcke (Piz d'Nela, Linzenhorn und Piz Michel), Dugangruppe, Landwasser- und Messurgebirge (Aroser Dolomiten) seien als die wichtigsten genannt.

Es ist eine durchaus nicht allgemein bekannte Tatsache, daß der König der Ostalpen, der Ortler, aus obertriadischem Kalk und Dolomit aufgebaut ist, gleichen Alters wie z. B. der Dachstein. Auch Zentrü und Königspitze und der ganze über Thurwieserspitze und Trafoier Eiswand zum Stilfser Joch streichende Kamm — alle diese Berge bestehen aus stark zusammengefalteten triadischen Dolomiten und Kalken. Am Königsjoch (zwischen Kreil- und Königspitze) sehen wir die scharfe Grenze gegen die kristallinen Schiefer des Cevedalegebietes, die tektonische „Zentrülinie“, und am Stilfser Joch fallen die Ortlerkalk unter die Oneise des Dreisprachen- und Nöstlspitz ein. Die „Ortlerdecke“ setzt sich über die Brailio- und Abdaschlucht und durch das Fraelegebiet ins mittlere Engadin (Scanfs) fort, weiter über den Albula in die Bergüner Stöcke und Aroser Dolomiten. Neuerdings bezeichnet man die Ortlerdecke als untere Abteilung, die darüber folgende „Umbraildecke“, der die eigentlichen Engadiner Dolomiten angehören, als obere Abteilung des mittelostalpinen Deckensystems.

In starkem Gegensatz zu diesen Falten- und Deckenpaketen steht der westliche Teil der Forno-Disgrazia-Gruppe, das sogenannte Bergeller Massiv, ein echter jugendlicher Tonalitstock (vergleiche Seite 26), so jugendlich, daß er von der alpinen Deckenbildung nicht mehr in Mitleidenschaft gezogen wurde. Diese wahrscheinlich jungtertiären granitischen Injektionen betrafen nur die inneren Teile des Alpenkörpers, das Wurzelland, während die unter der Deckenüberschüttung begrabenen äußeren Teile des Gebirges davon frei sind.

5. Die Ostalpen.

(Vergleiche die Tektonische Karte.)

Die Ostalpen zeigen eine sehr ausgesprochene zonare Gliederung, und die einzelnen Zonen sind sehr viel schärfer voneinander geschieden als in der Schweiz.

Am ganzen Nordrande zieht sich die Flyschzone hin, streckenweise nur ein schmales Band, an andern Stellen wieder sich stark verbreiternd, so vor allem im Bregenzer Wald, ferner östlich von Salzburg — wo die Breite der Flyschzone ziemlich genau die Länge des Attersees erreicht — und im Wiener Wald.

Nach Süden zu folgt die Nördliche Kalkzone. Hauptsächlich auf dem Erscheinen der Nördlichen Kalkalpen beruht der landschaftliche und geologische Gegensatz zwischen West- und Ostalpen. Denn die östlich des Rheins mit den grauen Wänden des Rhätikons beginnenden Nördlichen Kalkalpen sind so grundverschieden von den sogenannten Kalkalpen der Schweiz, als wären es nicht benachbarte Gruppen innerhalb des Alpenbogens. Die Hauptverschiedenheit liegt in der Trias, die östlich des Rheins als eine mehr als 2000 m mächtige Folge von Kalken, Dolomiten, Mergeln usw. (vergleiche Seite 33—35) mit einem ungeheuren Reichtum an Versteinerungen erscheint, während dieselbe Formation westlich des Rheins vielfach nur aus einigen wenigen Bänken von sehr fossilarmen gelblichen Dolomiten und bunten Schiefeln besteht. Dieser Gegensatz erklärt sich, wie wir ja bereits wissen, durch das Unter-

sinken des helvetischen und penninischen unter das ostalpine Deckensystem, doch wollen wir vorläufig auf die Tektonik der Ostalpen nicht näher eingehen, sondern unsere der allgemeinen Orientierung dienende Betrachtung der ostalpinen Zonengliederung fortführen.

Zwischen die nördliche Kalkzone und die kristalline Zentralzone schaltet sich etwa in der Mitte der Ostalpen, d. h. nördlich der Zillertaler Alpen und Hohen Tauern, die sogenannte Grauwackenzone ein, die im Westen nahe bei Schwarz beginnt und sich östlich bis ins Semmeringgebiet verfolgen läßt. Diese Zone besteht vorwiegend aus paläozoischen Grauwacken, Sandsteinen und sandigen Schiefen und markiert sich landschaftlich durch ihre relativ niedrigen, sanftgeformten Berge von Mittelgebirgstypus („Stimugel“). Der Gegensatz zwischen den schroffen Zinnen des Wilden Kaisers (nördliche Kalkzone) und den sanften Ruppen bei Ritzbühel (Grauwackenzone) muß auch dem geologisch nicht geschulten Auge auffallen.

Die breite kristalline Zentralzone, das eigentliche Rückgrat der Ostalpen, zeigt einen außerordentlich verwickelten Bau. Vorherrschend sind die Gesteine der Gneis- und Glimmerschieferefamilie, doch spielen auch Quarz- und Kalkphyllite (Phyllitfamilie), Amphibolite (Hornblendegesteine) usw. eine bedeutende Rolle. Inmitten dieser kristallinen Schiefer tauchen große Granitmassen auf, Zentralmassive oder, wie man in den Ostalpen mit Vorliebe sagt, „Zentralkerne“. Die wichtigsten sind der Tuxer und Zillertaler Kern, die sich nach Osten zum Benedigerkern vereinigen, der Granatspitz-, Sonnblitz-, Rametten-, Gamskarl- und Hochalmkern (siehe die tektonische Übersichtskarte).

Sehr beachtenswert innerhalb der kristallinen Zentralzone sind verschiedene sedimentäre Massen. Die größte davon, Engadiner Dolomiten — Ortler, haben wir bereits kennengelernt. Triaschollen von kleinerem Ausmaß sind: Der Piz Lad (bei Naubers) und der Jaggel (bei Graun, Reschenscheideck), die Kalkkögel, Saile, Serles-Kirchbachspitzgruppe, Tribulaun usw. westlich und die Tarntaler Köpfe östlich der Brennerfurche, die Radstädter Tauern. Ferner seien erwähnt: Die Karbon-Vorkommen des Nöflacher Jochs (über der Tribulaun-Trias) und der Muralpen (Stangalpe westlich von Lurzach, Paal, Murau) (vergleiche auch Seite 33), das Grazer Paläozoikum, die mesozoischen Inseln von Kärnten (St. Veit, St. Paul, Krappfeld, Guttaring usw.) und die Gosau-Ablagerungen der Rainach (westlich von Graz).

Die Zone der Gailtaler Alpen (Kienzer Dolomiten) beginnt etwas östlich von Sillian im Pustertal und läßt sich über den Dobratsch und Obir bis in die ungarische Ebene verfolgen. Diese Berge bestehen aus Trias, und zwar nicht in der südtiroler Ausbildungsweise, sondern in nordalpiner oder richtiger wohl zentralalpiner Fazies. Im Süden werden die Gailtaler Alpen durch den Gailbruch abgeschnitten, der hier die „alpino-dinarische Grenze“ bildet.

Die Zone der Karnischen Hauptkette, die von Innichen ostwärts über Tarvis bis in die ungarische Ebene zieht, besteht aus einem Paläozoikum, das wir im stratigraphischen Teile bereits kurz besprochen haben. Großenteils sind es fossilreiche Kalke, die sich gut gliedern lassen und stratigraphisch und paläontologisch sehr genau untersucht sind. Wir kennen in den Karnischen Alpen Silur, Devon, Karbon und Perm, und jede dieser Formationen läßt sich wieder in zahlreiche Stufen und Horizonte zerlegen.

Im Süden des „Drauzuges“ folgt die breite Zone der Südlichen Kalkalpen. Hier erreicht die Trias eine ungeheure Mächtigkeit, und zwar in einer Fazies, die von der nord- und zentralalpiner stark abweicht. Die südalpine Trias zeigt eine ganz andere Gliederung (vergleiche Seite 33—35), sie enthält vielfach andere Faunen, und vor allem ist sie überreich an vulkanischen Gesteinen, an Lavadecken und Luffmassen. Innerhalb dieser südlichen Kalkzone gibt es — auch abgesehen von dem

schon wiederholt erwähnten gewaltigen Bozener Quarzporphyr — große kristalline Gebiete, so vor allem das von Brizen und Klausen, die Gruppe der Cima d'Alta, der kristalline Aufbruch von Recoaro und der Monte Muffetto (Val Trompia), ferner die junge Tonalitmasse des Adamello, der Triasvulkan von Predazzo und Monzoni und die tertiären Vulkane der Vicentinischen Berge und der Euganeen (bei Padua).

Wenn wir nun die Zonengliederung der Ostalpen nochmals überblicken, so fällt uns deren scheinbar große Symmetrie auf. Die Flyschzone findet sich allerdings nur im Norden. Wenn wir von dieser aber absehen und uns zunächst an die drei Hauptzonen der Ostalpen halten, so sind dies nördliche Kalkzone, kristalline Zentralzone und südliche Kalkzone. Die „Symmetrie“ geht sogar noch weiter, denn zwischen den Nördlichen Kalkalpen und den kristallinen Zentralalpen schaltet sich das paläozoische Grauwackengebirge ein, zwischen der Zentralzone und den Südlichen Kalkalpen die paläozoische Karnische Hauptkette. Für die Gailtaler Triaszone (zwischen kristalliner Zentralzone und Karnischer Hauptkette) haben wir dann allerdings im Norden kein Gegenstück. Überhaupt läßt sich, bei genauerer Betrachtung, vieles gegen diese früher herrschende Symmetrievorstellung ins Treffen führen, und besonders Altmeister Edward Suez — notre grand maître, wie ihn auch die Franzosen nennen — hat den einseitigen, asymmetrischen Bau der Alpen mit großem Nachdruck betont:

Die Flyschzone existiert nur im Norden, die Nördlichen und Südlichen Kalkalpen entsprechen sich nicht, sind vielmehr stratigraphisch wie tektonisch grundverschieden; ebensowenig entsprechen sich die fossilarme Grauwackenzone und die fossilreiche Karnische Hauptkette. Die Südlichen Kalkalpen werden von Suez überhaupt gar nicht zu den Alpen, sondern zum dinarischen Gebirgssystem gerechnet, also den eigentlichen Alpen als „Dinariden“, als etwas ganz Fremdes und Selbständiges an die Seite gestellt. Damit ist Suez wohl sicher zu weit gegangen, aber jedenfalls werden die tiefgreifenden Unterschiede zwischen den Südalpen und dem übrigen Alpenkörper dadurch hell beleuchtet.

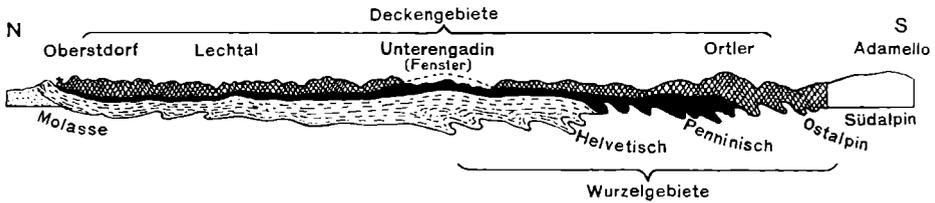
Suez' Anschauungen über den asymmetrischen Bau der Ostalpen und ihren einseitigen Schub von innen nach außen, vom Rückland gegen das Vorland (Poebene = Rückland) fanden in der Deckenlehre der letzten zwei Jahrzehnte ihre schärfste Ausprägung, und so schien die alte Symmetrievorstellung, von der die geologisch-tektonische Theoriebildung früher ausging, endgültig begraben zu sein. Um so bemerkenswerter ist es, daß diese längst totgesagte Symmetrie neuerdings in etwas anderer Form, auf die Bewegungsrichtungen begründet (R o s s m a t), wieder aufzuleben beginnt — wir kommen Seite 62—63 darauf zurück.

Nachdem wir so die Zonengliederung der Ostalpen im großen kennengelernt haben, wenden wir uns ihrem Aufbau zu und gehen von der uns bereits bekannten Tatsache aus, daß die beiden westalpinen Deckensysteme, das helvetische und das penninische, in Graubünden nach Osten zu unter das ostalpine Deckensystem sinken.

Wo können wir ihr Wiederauftauchen erwarten? Es gibt nur eine Stelle, wo wir die westalpinen Deckensysteme unter dem ostalpinen mit Sicherheit antreffen müssen, das ist — der nördliche Außenrand der Alpen (siehe Figur 10, Seite 56). Unsere Erwartungen scheinen auch in Erfüllung zu gehen — die Flyschzone ist die Fortsetzung der westalpinen Deckensysteme, durch das von Alluvium erfüllte breite Rheintal südlich des Bodensees wird der Zusammenhang zwischen den Tertiär- und Kreideketten im Westen und Osten nur äußerlich unterbrochen, der stattliche Bregenzer Wald stellt in jeder Beziehung die Fortsetzung der Säntisgruppe dar. Erst nach Osten zu wird die Flyschzone landschaftlich wie geologisch einförmiger und nähert sich schließlich immer mehr dem „Westfälischen Typus“.

Die Deutung der Flyschzone hat schon verschiedene Wandlungen durchgemacht. Früher betrachtete man sie als bodenständige jüngere Anlagerung an die ältere Kalk-

zone. Dann, nach dem Siegeszuge der Deckenlehre, wies man darauf hin, daß die Berührungsfläche zwischen Flysch- und Kalkzone kein regelmäßiger Anlagerungskontakt, sondern ein Dislokationskontakt, eine tektonische Grenze erster Ordnung sei. Die Schiefer und Sandsteine der Flyschzone fielen stets nach Süden und meist recht deutlich unter die nordalpine Kalkzone ein. Zu diesen „lokaltektonischen“ Beobachtungen käme noch der „regionaltektonische“ Gesichtspunkt, der zweifellose Zusammenhang mit der helvetischen Kreide. Man könne demnach nicht daran zweifeln: Die Flyschzone sei der äußerste nördliche Ausläufer der helvetischen Decken, deren Hauptmasse unter den Nördlichen Kalkalpen begraben liege (vergleiche Figur 10). Auch das penninische oder, wie man früher sagte, das „lepontinische“ Deckensystem sei, wenn auch etwas spärlich, vertreten, und zwar genau an der Stelle, wo man es erwarten müsse, nämlich am Nordrande der Alpen zwischen helvetischem und ostalpinem Deckensystem. Hierher wurden die Fezen von „lepontinischer Oberkreide“ und Granit bei Oberstdorf und Hindelang im Allgäu gerechnet. Ostwärts verlieren sich diese Spuren zunächst, aber etwa von Gmunden angefangen bis an das Ostende der Alpen ist neuerdings durch die Arbeiten der jüngeren Wiener Geologen die „ostalpine



Figur 10.

Schematische Darstellung der Deckensysteme im Grenzgebiet von West- und Ostalpen.
(Nach G. Steinmann 1906.)

Klippenzone“ nachgewiesen worden, zahlreiche kleinere und größere Schollen von mesozoischen Gesteinen, Serpentin und Radiolarit, die sehr an penninische und unterostalpine Bildungen der Westalpen erinnern. Diese Klippen stecken zum Teil an der „helvetisch-ostalpinen Grenzfläche“, zum Teil in den Flysch eingebettet, und setzen sich nach Osten zu in die sogenannte „Penninische* Klippenzone“ der Karpathen fort.

Diese einfache und großzügige Deutung der Flyschzone, die von manchen noch jetzt vertreten wird, geriet jedoch mit dem Wachsen unserer Kenntnisse in immer schärferen Gegensatz zu den beobachteten Tatsachen. Immer zahlreicher wurden die Stellen, an denen sich eine enge Verknüpfung des Flysches mit der kalkalpinen Zone nachweisen läßt. Wieder einmal gelangte die alte, längst totgesagte Auffassung zu neuen Ehren: Die kalkalpine Zone bildete zweifellos vielfach die Südküste des Flyschmeeres. Dieses drang an manchen Stellen buchtenförmig in die Kalkalpen ein und lagerte dort Sedimente ab, die vollkommen lückenlos in die Gosaukreide (vergleiche Seite 36) übergehen, d. h. in typisch ostalpine Bildungen. Also engster stratigraphischer Zusammenhang zwischen Helvetisch und Ostalpin, die Deckenlehre in den Ostalpen schien durch diesen Nachweis widerlegt, gerichtet!

Die alpine Tektonik ist zu einem Kampfplatz geworden, wo das Ringen um die Erkenntnis sich bis zu leidenschaftlicher Glut steigert, und auch in der Arena der Geister gilt bekanntlich die alte Regel „actio und reactio, Stoß und Gegenstoß“. Also setzte sich die bedrohte Deckenlehre zur Wehr, indem sie — die Flyschzone für „komplex“ erklärt, für zusammengesetzt aus helvetischen, penninischen und ostalpinen

* Nicht zu verwechseln mit „Penninisch“.

Elementen*. Danach ist die Flyschzone der Ostalpen in ihrem westlichen Teile helvetisch, im östlichen Teile vorwiegend ostalpin, die Grenze liegt im östlichen Allgäu (M. Richter), nur spärliche helvetische Reste lassen sich an der Basis des ostalpinen Flysches bis in die Gegend von Mattsee bei Salzburg verfolgen.

Wir stellen also fest, daß das helvetische Deckensystem in den Ostalpen ausschließlich am Nordrande, und zwar im westlichen Abschnitt des Nordrandes, hervorblückt. Dagegen kommt das penninische und das unterostalpine Deckensystem außerdem noch innerhalb der Kristallinen Zentralzone in „Fenstern“ zum Vorschein. Hier haben sich die penninischen Decken stark aufgewölbt, und die auf diesen Wölbungen gelegenen Massen wurden abgetragen, so daß die tieferen Decken aufgeschlossen sind. Zwei dieser Fenster haben wir bereits kennengelernt, das kleine von Gargellen und das große Engadiner Fenster (vergleiche Seite 50—51), aber beide Fenster sind im Grenzgebiet von West- und Ostalpen gelegen, höchstens der östliche Teil des Engadiner Fensters (Samnaungruppe, Innthal von Finstermünz bis Prug) kann den eigentlichen Ostalpen zugerechnet werden.

Manche Geologen erblicken auch in der Lauernregion und im Semmeringgebiet penninische und unterostalpine Fenster, doch ist diese Deutung vorläufig noch hart umstritten. Wäre das anders, wäre vor allem das große „Lauernfenster“ so einwandfrei sichergestellt wie das Engadiner Fenster, dann wäre die Deckenlehre in den Ostalpen ebensogut verankert wie in der Schweiz. Solange aber gerade hinsichtlich der Lauernregion der Streit der Meinungen hin und her wogt, solange viele der besten ostalpinen Geologen und genauesten Lauernkenner die „Fensteratur“ der Lauern mit triftigen Gründen bekämpfen, solange muß der objektive Beobachter zugeben, daß die Grundfrage der ostalpinen Tektonik — sind die Ostalpen ein Deckenland wie die Schweiz oder sind sie zu ihrem größeren Teile autochthon? — noch nicht entschieden ist.

Man hört gelegentlich die Auffassung, das Engadiner Fenster und das Auftauchen der westalpinen Deckensysteme am Nordrande der Ostalpen genüge bereits vollkommen, um den Deckenbau der ganzen Ostalpen sicherzustellen. Dieses Urteil scheint mir voreilig. Ich kann mir sehr gut vorstellen, daß die westalpinen Wurzelzonen zwar südlich des Engadiner Fensters verlaufen**, also unter den Ötztaler Alpen begraben liegen, aber nicht um den „Dinaridenkopf“ bei Brixen herumbiegend ostwärts weiterziehen, sondern schräg zum Alpenrande, also gegen Nordosten streichen und z. B. in der Gegend von Salzburg nicht mehr weit von der Flysch-Kalkalpengrenze entfernt sind. Trifft diese Anschauung*** zu, so würde nur die Silvrettagruppe, ein Teil der Ötztaler Alpen, der Westflügel der Nördlichen Kalkalpen und allenfalls noch ihr nördlichster Streifen auf helvetischen bzw. penninischen und unterostalpinen Gesteinen schwimmen, die Hauptmasse der Ostalpen aber wäre autochthon, in der Tiefe wurzelnd. Dadurch würde sich vieles befriedigend erklären: Die Anomalie der Schubrichtung im Grenzgebiet (vergleiche die rhätischen Bogen Seite 51) — das Verschwinden des helvetischen Flysches gegen Osten — der autochthone Charakter der Muralpen, die viel eher an die böhmische Masse erinnern als an alpinen Deckenland — der zeitliche Unterschied zwischen den west- und ostalpinen Bewegungen, denn die Deckenschübe der Westalpen fallen zweifellos ins Tertiär, die ostalpine Tektonik ist ebenso

* Diese Zuweisung der Flyschzone an verschiedene Deckensysteme und die scharfe Unterscheidung zwischen helvetischem und ostalpinem Flysch scheint mir persönlich recht bedenklich. Die Zukunft wird lehren, ob diese Verteilungstellung der Deckentheorie in den Ostalpen für die Dauer „hält“.

** Das müssen sie natürlich — eben wegen des Engadiner Fensters! Vergleiche Figur 10.

*** Ich persönlich neige dieser Vorstellung zu, will es aber tunlichst vermeiden, in dieser ganz allgemein gehaltenen Darstellung der alpinen Tektonik Partei zu ergreifen und das Für und Wider gegeneinander abzuwägen.

sicher zum Teil „prägosauisch“, d. h. sie hat vor Ablagerung der Oberkreide stattgefunden usw.

Danach lägen die West- und Ostalpen nicht übereinander, wie die Deckentheorie fordert, sondern im wesentlichen nebeneinander, und nur in beschränktem Ausmaß wäre das westalpine Deckengebäude durch das ostalpine Gebirge überfahren. Der eng zusammengebrängte Westalpenbogen und der weiträumige Ostalpenbogen — sie sind zwar im Grenzgebiet innig miteinander verschweißt zu einem einheitlichen Gebirge, aber sie zeigen in ihrer geologischen Geschichte, im Baumaterial und in ihrer Tektonik durchgreifende Unterschiede, größer als zwischen Alpen und „Dinariden“*.

Gegen diese ganze, hier kaum angedeutete Vorstellungreihe gäbe es nur ein Argument von durchschlagender Überzeugungskraft, nämlich ein zweifelloses penninisches Fenster inmitten der eigentlichen Ostalpen, also das „Lauernfenster“. Aber gerade hierfür ist ein einwandfreier Beweis noch zu erbringen! Wir stellen also die regionaltektonische (deckentheoretische) und die lokaltektonische Deutung der Ostalpen als zwei einander widerstrebende denkmögliche Erklärungsprinzipien nebeneinander und überlassen es der Zukunft, welche der beiden Anschauungen sich endgültig durchsetzen wird**. Im nachstehenden beschränken wir uns auf einige wenige für den Alpenwanderer besonders wichtige Einzelheiten aus dem weiten Gebiete der Ostalpen.

Die Nördlichen Kalkalpen bestehen aus einem verwickelten System von Schuppen und kurzen liegenden Falten. In ihrem westlichen Teile unterscheidet man (nach Ampferer und Hahn) die Randzone, d. h. eine Schuppungszone an der Basis der Kalkalpen, darüber die Allgäudecke (= tiefbajuvarisch), Lechtaldecke (= hochbajuvarisch), Wettersteinscholle und Inntaldecke (= tirolisch). Die Überschiebung der Lechtaldecke über die Allgäudecke ist besonders eindrucksvoll im hinteren Stilla- und Trettahtal, wo die obere Trias (Hauptdolomit usw.) des Allgäuer Hauptkammes (= Lechtaler Decke) über die weichen Liasmergel der Allgäudecke hinübergeschoben ist. Diese Decken innerhalb der nördlichen Kalkzone — welche nach der Nappestheorie doch nur als ein Glied, als sedimentärer Anteil des oberostalpinen Deckensystems anzusehen ist — sind von sehr viel bescheidenerem Ausmaß als die großen Deckenbildungen der Schweiz. Förderlängen von 8 bis 10 km gelten in den Nördlichen Kalkalpen bereits als groß, es handelt sich demnach um keinerlei Fernschub, eigentlich nur um große Schuppen, die streckenweise die Dimension kleiner Decken erreichen. Als klassisches Beispiel für Schuppenbau ist seit langem — durch Wä h n e r — das Sonnwendgebirge bekannt.

Alles in allem ist es wohl das beste und ungezwungenste, die Nördlichen Kalkalpen nicht aus sehr hypothetischen, südlich der kristallinen Zentralalpen gelegenen Wurzelzonen abzuleiten, sondern als kurze Gleitdecken zu deuten, die sich von der Zentralzone gegen die nordalpine Vertiefung hinbewegt und dabei übereinandergeschoben haben. Die Vorstellungen von Keyer (vergleiche Seite 39), H. Schar dt und A. Penck kommen also wieder zu Ehren. Ampferer gebraucht das sehr anschauliche Bild vom „Stapellauf der Deckenflotte der Kalkalpen“, wobei die Werfener Schichten (vergleiche Seite 33) die „Seife“ darstellten.

Die Osthälfte der Nördlichen Kalkalpen ist durch zahlreiche Brüche (Verwerfungen) zerlegt und zeigt infolgedessen eine ganz andere landschaftliche Physiognomie als die Westhälfte. Der Nordtiroler Falten- und Schuppentypus wird z. B. durch Miesingerkette oder Karwendel vertreten, der Salzburger Plateautypus z. B. durch Steinernes Meer, Lennengebirge, Lotes Gebirge usw. In den Salzburger Alpen tritt als höchste kalkalpine Schubmasse die Swawische oder Berchtesgadener Decke

* Vergleiche ähnliche Gedankengänge bei K. Leuchs, Ampferer und Hammer.

** Auf der tektonischen Übersichtskarte, wo ich Partei ergreifen mußte, habe ich mich für die lokaltektonische Deutung entschieden. Die Lauernregion ist also in der ostalpinen Farbe angelegt.

auf, welcher die Reiteralpe, Lattengebirge, Müllner Horn und Untersberg, wahrscheinlich auch der GÖll angehören.

Je weiter wir in den Nördlichen Kalkalpen nach Osten kommen, um so stärker macht sich die „vorgosauische Tektonik“ bemerkbar. Im Salzkammergut werden große Bewegungsflächen, auch die der Zuvavischen Decke, vielfach von Gosau-sedimenten überlagert, das Oberkreidemeer griff also buchtenförmig in ein bereits bestehendes Gebirge, in ein vorhandenes Relief hinein. Im Tertiär folgten neue gebirgsbildende Bewegungen, die tektonische Phase, die bereits im westlichen Teile der Nördlichen Kalkalpen, ganz besonders aber in den gesamten Westalpen entscheidende Bedeutung hat. Durch diese aufeinanderfolgenden Phasen, mit zwischengeschalteter Gosautransgression, ist gerade im Salzkammergut das tektonische Bild ganz besonders unübersichtlich* geworden, so schwer deutbar, daß noch immer keine wirkliche Klarheit und Einmütigkeit herrscht, obgleich die Münchener und Wiener Geologen hier seit Jahrzehnten sorgfältige, aufopferungsvolle Arbeit leisten.

An der Grenze von Kalk- und Zentralalpen wechselt mit dem Baumaterial auch die Bauweise — brechende und fließende Tektonik stehen einander gegenüber**. Die kalkalpine Tektonik ist eine oberflächennahe, die zentralalpine erfolgte in größerer Tiefe, daher geht die Bewegung bis ins Kleingefüge, bis in die mineralischen Komponenten.

Zu den Zentralalpen können wir auch die Grauwackenzone rechnen, ein Schuppenpaket paläozoischer Grauwacken, Sandsteine, Kalk, Schiefer und verschiefelter Eruptivgesteine. Auf weite Strecken ist die Grauwackenzone durch gleichmäßige Phyllite vertreten, deren Abgrenzung gegen andere Phyllite der Zentralalpen, z. B. gegen die Pinzgauer Phyllite (Schmittenhöhe), recht fragwürdig ist. In diese Pinzgauer Phyllite greift, von der Dachsteingruppe aus nach SW, der sogenannte Mandlingzug hinein, ein schmaler Triaskeil, der meist als „Schubspan“ gedeutet wird. Auf der Südseite von Hochschwab, Nar und Schneeberg läßt sich die Grauwackenzone bis an die Bucht von Wiener Neustadt verfolgen. Mit der nördlichen Kalkzone besteht verschiedentlich ein stratigraphischer Verband, indem die Werfener Schichten auf Phylliten oder auf Silur-Devonkalk der Grauwackenzone transgredieren.

Die Kristalline Zentralzone nimmt im Grenzgebiet von West- und Ostalpen noch eine gewaltige Breite ein (Arlberg—Adamello), verschmälert sich aber nach Osten zu — infolge des Einspringens der Dinariden — sehr rasch bis auf weniger als die Hälfte (Innsbruck—Mauls, südöstlich Sterzing). Die riesige Öhtaler Masse ist zwar petrographisch recht interessant, tektonisch aber sehr viel weniger ergiebig. „Regionaltektonisch“ wird sie als gewaltige Deckscholle zwischen dem Engadiner Fenster und dem „Lauernfenster“ aufgefaßt, und zwar als obere Abteilung der oberostalpinen Decke, während Silvretta, Innsbrucker und Pinzgauer Quarzphyllite und Grauwackenzone die untere Abteilung des oberostalpinen Deckensystems bilden sollen.

Die bereits erwähnten Triasschollen westlich der Brennerfurche (Saile—Kalkkögel, Serles—Kirchbachspitz, Tribulaungruppe) liegen offensichtlich auf dem Stubai- und Öhtaler Kristallin und müssen daher ebenfalls oberostalpin sein. Dagegen wird die tiefere Triasschuppe der Telfer Weißen (westlich Gossensaß) als mittelostalpin (= Ortlerdecke) gedeutet, ebenso wie die oberen Radstätter Decken. Die Tarntaler Köpfe südöstlich von Innsbruck werden von R. Staub den unterostalpinen Decken zugeteilt, also der Aros-er Schuppenzone gleichgestellt. „Zu oberst die Öhmasse am

* Dazu kommen noch die lokalen Störungen in der Umgebung der Salzstöcke (infolge Schwelens durch Wasseraufnahme), die spätere Bruchphase, die jungtertiären Hebungen usw.

** Vergleiche Ampferer-Sander, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1920, und Heritsch, Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1923.

Patscherkofel, die alles Tiefere überfährt; darunter, teils über, teils unter den Quarzphylliten, die unterostalpinen Schuppen der Tarntaler mit penninischen Felsen, oft von oben in den Quarzphyllit eingespießt, an der Basis der Flysch*."

Auf der oberostalpinen Tribulauntrias liegt westlich des Brenner noch das Karbon des Nöflacher Jochs (Steinacher Joch). Folgerichtigerweise muß R. Staub also dieses Karbon einer höheren, noch über der oberostalpinen Decke liegenden tektonischen Einheit zuweisen, und er tut dies, indem er Nöflacher Joch, Stangalpe, Paal, Murau und Grazer Paläozoikum für dinarisch erklärt, d. h. als dinarische „Klippen“, als Deckeschollen des südalpinen Deckensystems, das sich einst noch über dem ostalpinen Deckensystem ausbreitete. Daß diese auf Pierre Termier fußende überaus kühne Hypothese recht angreifbar ist und daher auch die meisten Ostalpen-Geologen zu Gegnern hat, wurde schon wiederholt angedeutet (vergleiche Seite 42). Jedenfalls müssen wir aber, auch bei vorsichtigstem Urteil, daran festhalten, daß die sedimentären Schollen zu beiden Seiten der Brennerfurche einen lokalen Schuppen- und Deckenbau sicherstellen.

In der Lauerregion erscheinen im Innern des sogenannten Fensters die bereits aufgezählten (vergleiche Seite 54) Zentralmassive oder Kerne, die peripherisch von mehr oder weniger metamorphen Schiefen umhüllt sind. Dieser Gegensatz zwischen Zentralgneis und Schieferhülle beherrscht die gesamte Lauernegeologie. Eine einwandfreie Gliederung der merkwürdigen, versteinungsleeren Schieferhülle ist bisher noch nicht gelungen.

Nach der Deckentheorie ist das ganze Lauerengebiet zwischen Brenner und Ratschberg ein penninisch-unterostalpinen Fenster, und die Lauerkerne entsprechen den kristallinen penninischen Decken der Westalpen. So setzt z. B. R. Staub den Zillertaler und Tuxer Kern, die sich nach Osten zum Benedigerkern vereinigen, und den Hochalm- und Ankogelkern der Monte-Rosa-Decke (V) gleich. Die Greinerscholle, welche muldenförmig zwischen Tuxer und Zillertaler Kern hineingreift, der Granatspitzkern, der Sonnblickkern (mit verschiedenen Verzweigungen) und die Silberedelscholle werden als penninische Nappe VI (Dentblanche, Sella-Margna) aufgefaßt. Auf diesem kristallinen ruht als sedimentärer Teil der Decke die „Bündner Schiefer“ und Grünschiefermasse des Großglockner. Staub bezeichnet die Nappe VI im Lauerengebiet daher als Glocknerdecke, die Nappe V als Benedigerdecke.

Nach lokaltektonischer Auffassung dagegen sind die Zentralkerne im wesentlichen autochthon, und die Schieferhülle entspricht nicht den jungen Bündner Schiefen der Westalpen, sondern sie ist größtenteils paläozoisch. Soweit die Lagerung der Lauerregion direkter Beobachtung zugänglich ist, ist sie im wesentlichen kuppelförmig und zwiebelchalenartig, was aber kurze, nach N überschlagene, liegende Falten nicht ausschließt.

Ein merkwürdiges Vorkommen sind die sogenannten „Klammkalk“, plattige dunkle Kalk zweifelhaften Alters auf der Nordseite der Tauern, die von den Lauernebächen in großartigen Schluchten durchschnitten werden — ich erinnere an die Liechtensteinklamm und die Riglochklamm. Besonders hervorzuheben ist, daß die Glocknergruppe kein Zentralkern ist, sondern der Schieferhülle angehört. Der Großglockner selbst wird von einer in den Schiefen eingelagerten Grünschieferlinse aufgebaut.

Die Rieserfernergruppe ist ein langgestrecktes Tonalitmassiv unbestimmten Alters (Antholzer Granit). Auch das Granitmassiv des Bachergebirges, des südöstlichen

* Aus R. Staub, Der Bau der Alpen (Bern 1924), Seite 176. Der Schweizer Rudolf Staub und der Wiener Leopold Rober vertreten „die schärfste Tonart“, sie sind die entschiedensten — um nicht zu sagen die bedenkenlosesten — Vorkämpfer der Deckenlehre in ihrer extremsten Form.

Erpfeilers der Kristallinen Zentralzone bei Marburg, ist wahrscheinlich keine junge Intrusion.

Die Nordzone des Drauzuges, d. h. Lienzer Dolomiten—Gailtaler Alpen—Dobratsch—Obir—Ursulaberg, wird mit Rücksicht auf die Triasfazies (vergleiche Seite 54) von der Deckentheorie vielfach als Wurzelzone der Nördlichen Kalkalpen in Anspruch genommen. Nur das Westende der Lienzer Dolomiten, wo die kristalline Unterlage und das Mesozoikum eng gepreßte Falten und Schuppen bilden, zeigt „Wurzelscharakter“, die Hauptmasse der Lienzer Dolomiten, die Gailtaler Alpen und die Karawanken sind jedoch echtes Faltengebirge.

Südlich dieser Triaszone erscheint ein schmaler Streifen kristalliner Gesteine, das Gailkristallin, dessen tektonische Stellung noch sehr umstritten ist. Etwas weiter östlich tritt nahe der „alpino-dinarischen Grenze“ Tonalit auf, so der von Eisenkappel, südöstlich Klagenfurt.

Die Südzone des Drauzuges, die schon mehrfach erwähnte paläozoische Karnische Hauptkette (vergleiche Seite 33 und Seite 54), gehört bereits zu den Südalpen oder „Dinariden“, die gegen den übrigen Alpenkörper durch das „periadriatische Bruchsystem“ abgegrenzt werden: Lonalelinie (zwischen südlicher Ortler- und Presanellagruppe), Judicarienlinie (Madonna di Campiglio—Malè—Meran), das durch den Zffinger und Brixener Granit bezeichnete bogenförmige Verbindungsstück der Judicarienlinie mit dem Gailbruch und der Gailbruch selbst. Dieses System — von L. Kober als alpino-dinarische „Marbe“ bezeichnet — wird von manchen für so einschneidend gehalten, daß ihnen die Trennung zweier ganz verschiedener Gebirge („Alpiden“ und „Dinariden“) gerechtfertigt erscheint. Ich persönlich erkenne — mit Heritsch und den meisten Ostalpen-Geologen — die stratigraphischen und tektonischen Eigenarten der Südalpen durchaus an, halte ihre grundsätzliche Loslösung von der Hauptmasse der Alpen aber für eine starke Übertreibung:

Die Lonalelinie ist eigentlich nur eine theoretische Forderung, in der Natur ist sie vielfach überhaupt nicht nachweisbar, bestenfalls eine ganz unbedeutende örtliche Störung. Die Judicarienlinie ist in der Tat ein gewaltiger Bruch von großer „Sprunghöhe“, endet aber nicht in der Gegend von Malè, wo sie sich mit der Lonalelinie schneiden sollte, sondern setzt sich zwischen Adamello—Presanella und Brentagruppe bis zum Idrosee fort, also tief in die „Dinariden“ hinein. Die landschaftliche Schönheit von Madonna di Campiglio beruht ja größtenteils auf dem Gegensatz zwischen den kristallinen Formen im Westen und den schroffen Dolomitwänden der Brenta im Osten. Das „bogenförmige Verbindungsstück“ um Brixen herum ist von jeher ein Schmerzenskind des periadriatischen Bruchsystems gewesen. Der Gailbruch ist streckenweise eine bedeutende Störungslinie, setzt aber an andern Stellen aus. Und gehen wir gar in den Westzipfel der Südlichen Kalkalpen, noch westlich der Lonalelinie, also in das Gebiet der Catena Drobica und Bergamascher Alpen, so wird die „alpino-dinarische Grenze“ vollkommen problematisch. Also — die Südalpen sind, trotz ihrer Eigenart, ein Stück der Alpen!*

Innerhalb der Südlichen Kalkzone können wir drei Gebiete unterscheiden, die durch den Porphyrschild von Bozen und den kristallinen Aufbruch der Cima d'Asta getrennt sind: Das erste dieser Elemente liegt im Westen der Etsch, zwischen der

* Die Stellung der Deckentheorie zu dieser Frage ist nicht einheitlich. Während z. B. L. Kober, in Anlehnung an E. S. S. S. S. S., den Gegensatz zwischen „Alpiden“ und „Dinariden“ möglichst grell darstellt und sogar sein ganzes tektonisches System der europäischen Gebirge darauf gründet, betrachtet R. Staub, den Ideen Terniers folgend, die „Dinariden“ als oberstes Deckensystem der Alpen (vergleiche Seite 60). Er macht daher zwischen den Südalpen und dem übrigen Alpenkörper keinen scharfen Schnitt und stimmt in dieser einen Beziehung mit den meisten Ostalpen-Geologen überein.

Judicarienlinie und dem Westrande des Bozener Quarzporphyrs. Es ist die Brentascholle und das Etschbuchtgebirge, aus Falten bestehend, die ungefähr parallel zur Judicarienlinie streichen, d. h. SSW—NNO; man bezeichnet dieses Gebiet daher auch als die „Judicarische Faltungszone“. Eine zweite Faltungsregion folgt dem Südrande des Cima-d'Alta-Massivs. Diese „Venetianische Faltungszone“ streicht ungefähr WSW—ONO, läßt sich bis über den Isonzo verfolgen und geht durch „Bogenknickung“ in das Karstgebirge über. Das dritte Element umfaßt die eigentlichen Dolomiten, im Osten des Bozener Porphyrschildes, und die Kalkalpen bis hinüber zu den Julischen und Steiner Alpen und biegt ebenfalls in die dinarische Südostrichtung um*, die das Gebirge dann durch die ganze Balkanhalbinsel beibehält.

Tektonisch stellt die Venetianische Faltungszone das tiefste Stockwerk dar. Auf dem kristallinen Aufbruch von Recoaro ruhend bildet diese Einheit den Alpenrand von Fiume und Triest bis zum Gardasee. Längs der Frattura periadriatica und Bellunolinie (Karfreit—Belluno—Feltre) wird diese dinarische oder adriatische Außenzone von der nächsthöheren Scholle überfahren. Besonders auffällig ist diese Überschiebung etwas weiter im Westen, an der berühmten Val-Sugana-Linie, wo das Alt-kristallin der Cima d'Alta über Tertiär und Kreide nach Süden gestossen ist.

Die Cima d'Alta, die kristalline Basis der nächsthöheren Scholle, trägt den Bozener Quarzporphyr und die Dolomiten. Die Lagerung ist hier im großen und ganzen ruhig, schüsselförmig, Verwerfungen spielen die Hauptrolle, doch lassen sich an verschiedenen Stellen, z. B. in der Sellagruppe (M. Furlani), örtliche Übersaltungen und Überschiebungen nachweisen. Diese zeigen nicht die in den Südalpen sonst herrschende Bewegungsrichtung von N gegen S, sondern quer dazu, „transversal“, d. h. gegen das Porphyrgelände von Bozen hin.

Auf der Bozener Porphyrtafel liegt auch das Monsberger Faltenbündel, das parallel der Judicarienlinie streicht und von der Brentascholle überschoben wird. Diese Bewegung ist, wie alle großen Bewegungen in den Südalpen, gegen die Adria gerichtet. Auch westlich der Judicarienlinie, also in dem schmalen mesozoischen Streifen, der von der breiten südlichen Kalkzone südwestlich des Adamello-Tonalits noch übriggeblieben ist und die Lombardischen Alpen aufbaut, ist die Schubrichtung der Falten deutlich südwärts gewandt. Am Isèosee kommt es sogar zu ganz typischen kleinen Decken, d. h. zu Überschiebungen und Übersaltungen von mehr als 10 km Förderlänge von N gegen S.

Der gegen Süden gerichtete Deckenbau der Südalpen ist eine Erscheinung von hoher Bedeutung. Die westalpine Deckenlehre sucht diese nicht mehr wegzuleugnende Tatsache als nebensächlich, als sekundär hinzustellen. Diese Bewegungen („Insubrische Phase“) seien erst erfolgt, nachdem die große Einsenkung der Poebene stattgefunden habe. Es seien also richtige „Rückfalten“ oder, wie die Franzosen sich plastisch ausdrücken, „ein Stoß ins Leere“, d. h. Bewegungen gegen das eingesunkene Hinterland des Gebirges hin, „die rückläufigen Wellen der großen Woge“ usw.

Derartige Bemühungen sind psychologisch verständlich, denn der menschliche Geist strebt immer nach einem einfachen und einheitlichen Schema, und wer seine tektonische Einstellung in den klassischen Deckengebieten der Schweiz gewonnen hat, der neigt naturgemäß dazu, nur diese gewaltigen S—N-Bewegungen als wesentlich, als primär anzusehen, die entgegengesetzten Bewegungen der Südalpen dagegen als „Kinderspiel“, als störendes, späteres, ornamentales Beiwerk. Wer aber in den Südalpen gearbeitet und die gegen die Adria gerichteten Bewegungen studiert hat, der ist gegen diese Suggestion gefeit. „Der Hauptunterschied zwischen den Dinariden“

* An den Unbiegungs- und Knickungsstellen kommt es zu großen „transversalen Schüppungen“ (R o s m a t), zu O—W-Bewegungen, die vielfach stark an das Grenzgebiet von West- und Ostalpen erinnern.

und Alpen bzw. Nordalpen liegt darin, daß erstere kein Hindernis an nahen Außenmassiven fanden, sondern sich frei in das Innere der adriatischen Mulde entfalten konnten.“ (K o s s a t.)

Überdies ist die dinarische Bewegung gar nicht auf eine spätere (d. h. nachträgliche, „insubrische“) Phase beschränkt, sondern wir können hier vielfach die prägosaunische Tektonik nachweisen, ähnlich wie im östlichen Teile der Nordlichen Kalkalpen.

Bei objektiver Betrachtung gewinnt man also den Eindruck, daß die ostalpine Zentralzone tatsächlich eine Zentralzone ist, von der nord- und südwärts gerichtete Bewegungen ausgingen — ein Wiederaufstehen der alten Ostalpensymmetrie in neuer Form.

D. Die abtragenden Kräfte.

(Erogene Vorgänge.)

Um die Alpen in ihrer heutigen Gestalt dem Verständnis näherzubringen, müssen wir uns — nach unserem kurzen Überblick über ihr Baumaterial und ihre Tektonik — nun auch die großen „Gegenspieler“ jeder Gebirgsbildung ansehen, wir müssen also von den abtragenden Kräften, den „erogenen Vorgängen“, wenigstens in ganz groben Umrissen ein Bild entwerfen.

1. Das Meer.

Im Meere verknüpft sich die Tätigkeit der Zerstörung untrennbar mit der Neubildung, die „denudierende“ Arbeit der Brandung also mit der Wiederablagerung der aufbereiteten Massen und ihrer Mischung mit Organismenresten. Im stratigraphisch-erdgeschichtlichen Abschnitt haben wir auf die hierhergehörigen Erscheinungen wiederholt hingewiesen (vergleiche z. B. Seite 33 und 36).

2. Die Arbeit des fließenden Wassers.

a) Durch den Regen und das zu Tale rinnende Regenwasser sind die berühmten Erdpyramiden bei Oberbozen entstanden. Das „Gestein“, aus dem sie herausmodelliert sind, ist ein glazialer „Geschiebelehm“ mit großen Blöcken. Das Regenwasser spült dauernd, seit Tausenden von Jahren, Lehnteilchen mit fort; wo es aber auf einen größeren flachliegenden Geschiebblock trifft, schützt dieser die unmittelbar darunter befindliche Lehmmasse vor der Abtragung. So wächst ein von einem Steinblock gekrönter Lehmpfeiler empor, während die Umgebung abgetragen wird. Am Ritten stehen bekanntlich Hunderte derartiger Säulen, bis über 30 m hoch, nebeneinander.

Auch die Karren- oder Schrattenfelder sind zum Teil durch das Regenwasser, zum Teil allerdings auch durch Schneeschmelzwasser zu erklären, wobei die Hauptrolle nicht der mechanisch erodierenden, sondern der chemisch lösenden Wirkung des rinnenden Wassers zufällt. Sie treten deshalb vorzugsweise an festen, reinen oder dolomitischen Kalken auf mäßig steil geneigter Unterlage auf.

b) Die Wildbäche (Muren) sind das anschaulichste Beispiel der Erosion, d. h. der einschneidenden und abtragenden Kraft des fließenden Wassers. Man unterscheidet an einem Wildbach drei Teile: Oben den Sammeltrichter, in der Mitte den Lobel, durch den die oben losgerissenen Schuttmassen transportiert werden, und unten, an der Einmündung in das flache Haupttal, den Schuttkegel, wo die Erosionskraft erloschen ist und die Geröllmassen zur Ablagerung gelangen. Von der wirtschaftlichen

Bedeutung der durch Murbrüche angerichteten Verwüstungen zeugt die Tatsache, daß die französischen Südalpen von 1471 bis 1776 fast drei Viertel ihres kulturfähigen Bodens dadurch verloren haben. Es ist daher sehr begründet, daß man der Murenbekämpfung durch Wildbachverbauung und Aufforstung in neuerer Zeit steigende Aufmerksamkeit zuwendet. Die gewaltigsten murenartigen Hochwasserwüstungen kommen dann zustande, wenn ein Gletscher den Hauptbach abgesperrt hat und der Stausee sich nach Durchbrechung der Sperre durch das Tal ergießt. Berühmte Schulbeispiele dieser Art sind der Bernagtferner im Dgtal und der Zufallferner im oberen Martelltal.

c) Während die Wildbäche den Charakter von mehr oder weniger häufigen, aber doch nur episodischen Katastrophen haben, arbeitet die normale Talbildung ständig an der Durchfurchung und Erniedrigung des ganzen Gebirges. Die Erosion stellt allmählich eine nach oben steiler, nach unten flacher werdende regelmäßige Gefällskurve her, Wasserfälle sind daher stets ein Beweis für die Jugendlichkeit eines Tal-systems. Die schönsten Wasserfälle der Alpen verdanken wir der Vertiefung der Haupttäler (gegenüber den Nebentälern) durch die eiszeitlichen Gletscher (vergleiche auch Seite 73). Sobald sich die Nebenbäche in die Schulter der Talstufe einzufügen beginnen, entstehen Schluchten und Klammen.

Es gibt viele Täler, welche die verschiedenartigsten Gesteine und Störungslinien quer durchschneiden und somit reine Erosionsgebilde sind. Bei andern Talformen ist der Einfluß der petrographischen und tektonischen Verhältnisse um so deutlicher erkennbar. Durch den Gebirgsbau vorgezeichnet ist z. B. — auf große Strecken — das Innthal, ferner das Gail-, Drau- und obere Savetal. Die Furche zwischen Nördlichen Kalkalpen und kristalliner Zone bzw. Schiefergebirge wird nacheinander von verschiedenen Flüssen benutzt. In diesen Fällen setzt sich an ein Längstal mit schwachem Gefälle nach scharfer Umbiegung ein Quertal, die Durchbrechung des Kalkalpenwalls. So folgt auf den breiten, torferfüllten Boden des Ennstales der Durchbruch des Gesäuses, auf das Innthal zwischen Landeck und Wörgl das Quertal von Kuffstein. Derartige Durchbruchstäler — das großartigste Beispiel ist der Indus- und der Brahmaputra-Durchbruch durch den Himalaja — sind manchmal durch quer verlaufende tektonische Störungslinien vorgezeichnet, häufiger durch „rückschreitende Erosion“ zu erklären, oder der Fluß hat sich durch das in langsamer Aufwölbung begriffene Gebirge — mit der Hebung Schritt haltend — hindurchgesägt, oder aber das in seinem heutigen Verlaufe schwer verständliche Tal ist älter als die Berge, d. h. älter als die heutigen Oberflächenformen der Landschaft.

Infolge der rückschreitenden Erosion verschiedener Talssysteme kommt es häufig zwischen diesen zu einem „Kampf um die Wasserscheide“. So ist es z. B. am Malojapaf, wo der ebene, von Seen bedeckte Talboden des Oberengadins — ohne die Himmelsrichtung zu ändern — in die tiefeingerissene junge Erosionsschlucht der ins Bergell hinabfließenden Maira übergeht. Die ursprüngliche Quelle des Inn lag am Fornogletscher, dessen Abfluß früher an dem Dörfchen Maloja vorbei in den Silser See einmündete. Jetzt aber biegt der Fornobach dicht vor Maloja im rechten Winkel nach Westen um und stürzt zur Maira ins Bergell hinunter. Dieser eigentümliche Verlauf ist das Werk der jüngsten geologischen Bergangenheit: Die von tieferer Erosionsbasis aus angreifende, auf steiler Unterlage dahinschäumende Maira schneidet sich rasch nach rückwärts ein, zapfte den auf flachem Talboden dahinschleichenden Inn an und nahm ihm im Kampf um die Wasserscheide sein Quellgebiet, das Tal des Fornogletschers, ab.

d) Die Werke des unterirdisch fließenden Wassers werden als Karsterscheinungen zusammengefaßt. Die Oberfläche eines verkarsteten Kalkgebirges zeigt keine regelmäßigen Täler, sondern alles Wasser der Schneeschmelze und des

Regens versickert und zirkuliert unterirdisch. Die chemisch lösende und mechanisch erodierende Kraft des fließenden Wassers arbeitet also in weitverzweigten Höhlen und wirkt sich nur durch deren gelegentlichen Einsturz an der Oberfläche aus. Die Eintrittsöffnungen des atmosphärischen Wassers, gerundete oder längliche Vertiefungen, werden als Dolinen bezeichnet, ihr Boden ist häufig mit vom Regen zusammengeschwemmter Koterde bedeckt. Die Karren- oder Schrattenfelder, die typische Oberflächenform verkarsteter Kalkgebirge, erscheinen in ganz gleicher Weise auf Trias-, Jura- und Kreidekalk und sind daher in den Schweizer Kreidekalkalpen, in der nordalpinen und in der südalpinen Kalkzone weit verbreitet. Eine besondere Zierde der Höhlen bilden die Tropfsteine, die von der Decke herabhängenden „Stalaktiten“ und die vom Boden aus emporkwachsenden „Stalagmiten“. Noch schöner sind die Eishöhlen (z. B. im Tennengebirge, Dachstein usw.).

e) Die Quellen werden großenteils aus versickertem atmosphärischen Wasser gespeist und treten dort zutage, wo der Wasserträger, meist über einer relativ undurchlässigen Schicht gelegen, in einem Tale, an einem Hange usw. angeschnitten ist. Deshalb liegt der ergiebigste Quellhorizont im Triasgebirge vielfach unmittelbar über den tonig-mergeligen Raibler Schichten, also an der Basis des wasserdurchlässigen Dachsteinkalkes bzw. Hauptdolomits. Eine besondere Erwähnung verdienen die fast immer stark radioaktiven warmen Quellen, die in tiefeingeschnittenen Tälern (Gastein, Bormio) oder auf Paßsenken (Brennerbad)*, zuweilen auch auf der Randspalte des Gebirges (Wiener Thermenlinie) entspringen. Hierher gehören auch die heißen Quellen, die beim Bau der großen Alpenbafistunnel, vor allem im Simplon, angeschlagen wurden und die Arbeiten stark erschwerten. Die Erdwärme steigt nämlich im Innern der Gebirge an, die „Geoisothermen“, die Schichten gleicher Gesteinswärme, entsprechen in abgeschwächtem Maße den Erhebungen der Berge. So kommt es, daß von außen eingedrungenes Wasser im Innern eines Gebirgsstockes von z. B. 3000 m Meereshöhe bei 2000 m „Überlagerung“, also in einer Meereshöhe von rund 1000 m eine Temperatur von 40 bis 50 Grad erreicht. Wird dieser Quellenhorizont durch eine Paßsensenkung oder in einem tiefen Tale angeschnitten, so tritt eine Therme zutage. Am Simplon hat man der vereinten Wirkung der Erdwärme und der heißen Quellen nur dadurch begegnen können, daß man zwei Parallelstollen gleichzeitig vortrieb und auf diese Weise eine energiereiche Lüftung und Wasserableitung ermöglichte. Trotzdem stieg die Temperatur „vor Ort“, d. h. an den Arbeitsstellen, zeitweise bis über 50 Grad! Gegenüber derartigen Thermen, die ihr Wasser letzten Endes doch aus dem atmosphärischen Kreislauf beziehen, treten die „juvenilen“ Quellen** in den Alpen stark in den Hintergrund.

f) Bergstürze und Bergschliffe gehören zu den Erscheinungen, welche die Abtragung des Gebirges in besonders eindrucksvoller Weise veranschaulichen. Die Ursache ist meist in der unterirdischen Erosion des Wassers zu suchen. Der Gehängeschutt ähnelt den Ablagerungen der Bergstürze, unterscheidet sich von ihnen aber durch die Langsamkeit seiner Anhäufung und den steileren Böschungswinkel. Seine Entstehung ruht vor allem auf der physikalisch wirkenden Kraft des „Spaltenfrostes“. Eis nimmt bekanntlich ein etwas größeres Volumen ein als die gleiche Gewichtsmenge Wasser. Wenn also das Tagesmelzwasser durch Spalten und feine Sprünge in das Gestein eindringt und in der Nacht gefriert, so wird der Fels aufgelockert, einzelne Trümmer werden abgesprengt und gesellen sich zu dem bereits vorhandenen „Schuttmantel“***. Dieser jedem Alpenwanderer und

* Die Brenner-Therme bildet eine Ausnahme, sie zeigt keine nennenswerte Radioaktivität.

** Das Wasser echter juveniler Quellen stammt aus dem Erdinnern und nimmt also, nach dem Erreichen der Erdoberfläche, zum ersten Male am atmosphärischen Kreislauf teil.

*** Vergleiche L. Vogel, Der Schuttmantel unserer Berge. Zeitschrift des D&OeAV, 1924.

Bergsteiger wohlbekannte Gehängeschutt bewegt sich unmerklich abwärts („Kriechen des Gehängeschuttes“). Bergsturzmassen und Gehängeschutt bestehen aus eckigen Trümmern, dagegen ist das Material der durch Wasser gebildeten Schuttkegel kantengerundet.

Einer der größten Bergstürze der Alpen ist der prähistorische, aber postglaziale Bergsturz von Flims bei Chur, der das ganze obere Rheintal seinerzeit zu einem weiten See aufstaute. Von historischen Bergstürzen erwähne ich den unterhalb der Bocca di Brenta, Goldau an der Rigi, Diablerets, Elm im Kanton Glarus, vor allem aber den gewaltigen Bergsturz am Südrhang des Dobratsch (bei Villach). Aus der jüngsten Vergangenheit (1920) ist der Bergschliff am Sandling bei Goisern bemerkenswert.

3. Das Eis (Gletscherkunde).

Schnee und Eis, die als Firn- und Gletschermantel den schönsten Schmuck der Alpen bilden, haben erst die eigentlichen Hochgebirgsformen modelliert. Die typisch alpine Landschaft ist zum großen Teile durch die glazialen und postglazialen Erscheinungen bedingt. Auf dem Grenzgebiet von Geologie und Geographie erwachsen, hat sich die Gletscherkunde im Laufe der letzten Jahrzehnte zu einer blühenden, relativ selbständigen Wissenschaft* entwickelt. Wir begnügen uns hier mit einer ganz knappen Skizze.

Denken wir zunächst an einen wohl ausgebildeten, großen Gletscher des alpinen Typus, so können wir ungezwungen die hochgelegenen, sanft geneigten Firnflächen und das Sammelbecken einerseits und den eigentlichen Eisstrom, die Gletscherzunge andererseits unterscheiden. Tatsächlich wie ein Strom, nur sehr viel langsamer, fließt solch ein Talgletscher abwärts und erreicht dort sein Ende, wo die in tieferen Regionen immer stärker werdende Abschmelzung endgültig über die Materialzufuhr von oben her gesiegt hat. Die Temperaturabnahme mit der Höhe beträgt durchschnittlich etwas über $\frac{1}{2}$ Grad Celsius bei einer Erhebung um 100 m. Demgemäß reicht in einer gewissen Meereshöhe, oberhalb der Schneegrenze, die Wärme eines ganzen Jahres nicht mehr aus, um den im Laufe desselben Jahres gefallenen Schnee zu beseitigen. Das Sammelgebiet der Gletscher liegt oberhalb, die Gletscherzunge, der Abfluß der Firnmassen, unterhalb der Schneegrenze, man spricht deshalb auch von der Firnlinie, die den schneebedeckten Firnteil des Gletschers vom schneefreien (aperen) Eisstrom trennt.

Derartige Gletscher, die bis tief unter die Schneegrenze hinabziehen, werden als Talgletscher oder Gletscher erster Ordnung bezeichnet, zum Unterschiede von den kleinen Hänge-, Kar- und Plateaugletschern, den Gletschern zweiter Ordnung. Hat ein Gletscher eine Steilstufe zu passieren, so brechen oft große Massen plötzlich ab — ich erinnere an die zahlreichen Eislawinen, z. B. an der Jungfrau, von Wengernalp aus gesehen. Am Fuße der Wand vereinigen sich die Eisstrümmen dann zu einem regenerierten Gletscher.

Wenn wir uns nunmehr, mit Machatschek, dem „Haushalt des Gletschers“ zuwenden, so können wir die Firnregion als das Nährgebiet, die Gletscherzunge als das Zehrgebiet bezeichnen. „Im Nährgebiet überwiegt der feste Niederschlag, im Zehrgebiet die Abschmelzung oder Ablation. Die Grenzlinie beider Gebiete ist die Schnee- oder Firngrenze, längs welcher sich Niederschlag und Ablation das Gleichgewicht halten.“

* Aus der ziemlich umfangreichen Literatur nenne ich F. Machatschek, Gletscherkunde (Sammlung Götschen), eine für den Nichtfachmann besonders geeignete, knappe und übersichtliche Darstellung. Für eingehenderes Studium: Hans Hefl, Die Gletscher (Wiener & Sohn, Braunschweig), A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter (S. Tauchnitz, Leipzig) und die „Zeitschrift für Gletscherkunde“ (Borntraeger, Leipzig).

Wer jemals jahrelang, Sommer und Winter, im eigentlichen Hochgebirge weilte, der weiß, wie gewaltig die jährlichen Schneemengen sind: Am St. Gotthard z. B. etwa 12 m Pulverschnee (= 1130 mm Wasser), im Sonnblickgebiet 14 bis 17 m frischgefallener Schnee, was einem Fienwachstum von rund 2 m pro Jahr entspricht. In größerer Höhe wird diese Ziffer bemerkenswerterweise wieder kleiner, für den Montblancgipfel ist nach Ballot nur noch mit einem Jahresergebnis von 1 m körnigen Eises zu rechnen.

Die Abschmelzung erfolgt nicht nur an der Oberfläche, sondern auch im Innern und an der Basis des Gletschers. Sonne, Luft und Regen sind die Faktoren der eigentlichen „Ablation“, die naturgemäß starken Schwankungen unterliegt — kalte und warme Jahrgänge, Jahreszeit, Bitterung, Tageszeit, Meereshöhe! An einem sonnenhellen, warmen Augusttage in 2000 bis 2300 m Meereshöhe kann die Erniedrigung der Gletscheroberfläche 5 bis 10 cm betragen, besonders in den randlichen Teilen der Gletscherzunge. Denn die Wärmerückstrahlung der erhitzten felsigen Umrahmung fördert hier die Abschmelzung in hohem Maße, und die Gletschermitte, die obendrein die Zone der stärksten Strömung ist (vergleiche Seite 69 oben), erscheint deshalb gegenüber den Randstreifen mehr oder weniger aufgewölbt.

Über die Ablationsformen hat sich wohl jeder Gletscherm wanderer schon seine Gedanken gemacht. Dichtes, reines Eis bildet hervortretende Rippen, die rascher schmelzenden blasenreichen Lagen werden zu Furchen ausgearbeitet. Fremdkörper wirken ganz verschieden, je nach Größe. Felsblöcke schützen ihre Unterlage, daher die bekannte Erscheinung der Gletschertische — südwärts geneigt, weil der Eissockel auf der Südseite stärker angegriffen wird. Kleine Steinchen und Sandkörner dagegen absorbieren als „dunkle Körper“ viel Strahlungswärme und schmelzen in ihre Unterlage ein, das Eis wird dadurch „pockennarbig“. Auf der Oberfläche großer Gletscherzungen bildet das Schmelzwasser ganze Talsysteme mit tiefen Furchen und secartigen Verbreiterungen. In Gletscherspalten als Wasserfall hineinstürzend, schafft das Schmelzwasser die Schlotte der bekannten Gletschermühlen, wie sie sich besonders schön z. B. auf der Pasterze finden. Vielfach durchfahren diese Schächte den Gletscher in seiner ganzen Mächtigkeit, bis zu seiner Sohle, und erreichen demgemäß — auf großen Gletschern — Tiefen von 200 bis 300 m und mehr. Durch das Abwärtsströmen der gesamten Eismassen werden die Gletschermühlen meist nach einiger Zeit „außer Betrieb gesetzt“, um sich oberhalb von neuem zu bilden. Diese Erscheinungen gehören bereits zu den „Karstformen“ der Gletscher. Hierher sind auch die Gletschertrichter zu rechnen, dolinenartige Gebilde, die sich besonders schön auf dem Gornergletscher (bei Zermatt) entwickelt haben.

Die Abschmelzung am Gletscherboden ist vor allem eine Folge der Erdwärme. Der beste Beweis für diese Unterschmelzung ist der Gletscherbach, der auch im Winter unter dem Eis hervortritt, also zu einer Zeit, wo die oberflächliche Ablation stillsteht. Die Wasserführung der Gletscherbäche weist starke Schwankungen auf und zeigt sich von der Tageszeit, Bitterung und Jahreszeit abhängig; an einem warmen Hochsommertage ist die Wassermenge durchschnittlich etwa sechs- bis zehnmal so groß als im Winter.

„Die Nahrung des Gletschers ist der Schnee. Der einfache Schneekristall, der im Firnfeld niedersinkt, macht die lange Reise durch den ganzen Gletscher, bis er im Zehrgebiet wieder zu Wasser wird. Dabei wird aus dem Schnee der Hochregion allmählich das blanke Eis der Gletscherzunge; es vollziehen sich also im Innern des Gletschers eine Reihe von Umwandlungsvorgängen, deren einzelne Stadien durch Übergänge verbunden sind*.“

* Aus J. Machatschek, Gletschertunde.

Der bei Kälte frischgefallene Schnee (Lockerschnee) hat ein Gewicht von etwa 60 bis 80 kg pro Kubikmeter. Bei gefestem Schnee steigt das Gewicht auf 200 bis 300 kg, bei Firnschnee auf 500 bis 600 kg, bei Firneis auf 600 bis 800 kg, bei blasenfreiem Gletschereis auf 900 bis 910 kg, immer pro Kubikmeter. Parallel dieser Gewichtszunahme geht auch eine starke Veränderung in der inneren Struktur. Der blendend weiße Neuschnee ist ein inniges Gemenge von Eiskristallen (Nädelchen und Sternchen nach dem hexagonalen System) mit Luft. Dieser Luftgehalt wird allmählich verdrängt, die Masse wird dichter, die Kristalle werden aneinandergepreßt, es erfolgt Umkristallisation, d. h. die Zahl der Kristalle nimmt rasch ab, die Größe entsprechend zu, und allmählich entwickelt sich die typische Kornstruktur des Gletschereises. Das Gletschereis besteht nämlich aus unregelmäßig vieleckigen, gelenkig ineinandergreifenden Körnern, deren Größe nach der Tiefe des Eisstromes hin und ebenso nach abwärts zunimmt, von Haselnuß- bis zu Faustgröße und darüber. Trotz dieses unregelmäßigen Aussehens bleibt jedes Gletscherkorn, physikalisch gesprochen, ein optisch einachsiger Kristall nach dem hexagonalen System.

Von besonderer Bedeutung für das Gletscherphänomen ist das Verhalten des Eises gegen Druck. Schon seit langem wissen wir, daß das bei tiefen Temperaturen harte und spröde Eis mit der Annäherung an den Schmelzpunkt weich und plastisch wird, sobald der Druck eine gewisse Höhe erreicht. Durch Druck wird der Schmelzpunkt herabgesetzt. Diese von Faraday (1850) entdeckte Erscheinung der *Regelation* ist uns ja seit unsern Kindertagen bekannt; Schneeballen, Schlittschuh- und Skilaufen wäre sonst nicht denkbar. Auch die Gletscherbewegung beruht darauf. Der treibende Motor für das langsame Abwärtsströmen der Eismassen ist die Schwerkraft, und die Bewegung vollzieht sich ähnlich wie das Fließen einer zähen, halb plastischen Flüssigkeit. Je stärker der Druck, um so größer die Plastizität; daher sind die tieferen Schichten des Gletschers die eigentlichen Träger der Bewegung. Über physikalische Einzelheiten mag man streiten. Bei arktischen Gletschern spielen „tektonische Bewegungen“ (Scherungsflächen) innerhalb des Eises vielleicht eine größere Rolle. Auch die „trockene Plastizität“ wird von manchen scharf verfochten. Bei unsern alpinen Gletschern aber können wir wohl daran festhalten, daß das durch Druckschmelzung gebildete Wasser sozusagen ein Schmiermittel bildet und die Bewegungsfähigkeit des Eises erhöht.

Über das Ausmaß der Gletscherbewegung sind sich die meisten, auch viele alte Gletscherwanderer, ganz im unklaren. Stellt man, als harmlose „Falle“, die Frage: „Welcher Gletscher bewegt sich schneller? Ein steiler Hängegletscher oder ein flacher Talgletscher?“, so bekommt man fast immer die falsche Antwort „der Hängegletscher“. In Wahrheit ist es gerade umgekehrt, maßgebend ist nicht die Steilheit der Unterlage, sondern die Eismasse. Je größer die Eismasse, um so größer der Druck, also auch die Plastizität des Eises und die Strömungsgeschwindigkeit. Der kleine Plattacherferner an der Zugspitze zeigt nur 2 bis 3 m jährlicher Bewegung, die Alpengletscher erster Ordnung dagegen 10 bis 50 cm pro Tag, also 40 bis 200 m pro Jahr. Diese bereits ganz stattlichen Ziffern werden von den grönländischen Gletschern bei weitem überboten, denn dort steht der Druck des ungeheuren grönländischen Inlandeseises, dessen Abflüsse die Gletscherzungen sind, dahinter. Daher kommt es zu Eisbewegungen von 20 m und mehr pro Tag! Im Eiszeitalter haben in den Alpen zweifellos ganz ähnliche Bedingungen geherrscht. Unter Zugrundelegung der augenblicklichen Verhältnisse braucht ein Eisteilchen, nach Albert Heims Berechnung, zu seinem Wege vom Jungfraugipfel durch den Aletschgletscher bis ans Gletscherende (24 km) etwa vierhundertfünfzig Jahre.

Ebenso wie bei den Flüssen nimmt die Geschwindigkeit gegen die Mitte hin zu, eine Folge der Reibung an den Uferwänden. In Talbiegungen nähert sich die Linie

größter Geschwindigkeit dem konkaven Ufer, der „Stromstrich“ ist also stärker aus- gebogen als die Mittellinie des Gletschers. Auch in der Längsachse des Gletschers ist die Bewegung verschieden, und zwar meist am größten in der Gegend des Zungen- anfanges, also in der Nähe der Firnlinie; höher oben, im Firnbecken, und tiefer unten, gegen das Gletscherende hin, ist die Strömung im allgemeinen langsamer. Diese Regel wird aber oft durchbrochen: In Steilstufen, d. h. in Gletscherbrüchen, ist die Eisbewegung am stärksten, vergleichbar den Stromschnellen eines Flusses. Auch Verengungen des Querschnittes steigern die Strömungsgeschwindigkeit des Eises.

Die Bohrungen von Blümcke und Heß am Hintereisferner (Stal) haben den bemerkenswerten Nachweis geliefert, daß die Geschwindigkeit auch gegen den Grund hin abnimmt. Diese Verzögerung der tieferen und der randlichen Gletscher- teile verursacht ausgleichende Strömungen, Transversalbewegungen, die besonders stark werden müssen, wenn die Gletscherzunge in eine Talverbreiterung eintritt.

So ähnlich die Eisbewegung in vielen Beziehungen auch dem langsamen Strömen einer zähen Flüssigkeit ist, so darf man doch andererseits nicht vergessen, daß das Eis eine gewisse Starrheit besitzt. Daher erfolgen, wenn die zerrenden Kräfte zu groß werden, Zerreißungen, es entstehen die Gletscherspalten. Da sie Auslösungen einer zu groß gewordenen inneren Spannung sind, verlaufen sie stets senkrecht (quer) zur Zugrichtung.

Im Firngebiet wirken die Zugkräfte meist konzentrisch gegen das Innere des Beckens hin. Das talwärts fließende Firneis reißt sich vom Fels bzw. vom ruhenden, an den Felsgraten festhaftenden, angefrorenen Firn los, und als scharfe Grenze bildet sich die Randkluft, der Bergschrund*. Über dessen Wesen haben uns die Kriegsjahre an der Tiroler Front eine sehr genaue Kenntnis vermittelt**, denn nach Überwindung einer leichtverständlichen anfänglichen Scheu hat man gerade die Bergschründe mit Vorliebe für Gletscherstollen ausgenutzt. Sie sind nämlich die beständigsten, am wenigsten ver- änderlichen von allen Gletscherspalten; sie reichen zwar in große Tiefen hinab, zeigen aber meist eine stockwerkartige Gliederung durch Zwischenböden, die sich militärisch trefflich ausnutzen ließen.

Eine andere eigentümliche, bisher ganz unbekannte Art von Klüften ist uns ebenfalls erst durch den Weltkrieg erschlossen worden, die in Firngipfeln auftretenden domartigen Scheitelspalten. Diese inneren Hohlräume, die sich wohl in allen Gipfeln mit größerer Firneiskalotte finden, wurden von A. Spitz und dem Verfasser entdeckt, als auf dem M. Cevedale und M. Pasquale größere Eiskavernen (für Baracken- bauten) ausgehakt wurden. Von einem reinen Eisgipfel — denken wir an den Montblanc als Idealtypus — fließt der Firn allseitig ab, und zwar in den mittleren Lagen (etwa 5 bis 20 m unter der Oberfläche) am schnellsten. Die unteren Eisschichten sind eng mit dem Felsgerüst verwachsen, die Decke ergänzt sich durch dauernde Neubildungen (Schneefälle). So entsteht der Typus der „hohlen Firngipfel“, d. h. Eisdome von gelegentlich recht bedeutendem Ausmaß und einer geradezu zauber- haften Licht- und Farbenwirkung — vom zartesten Grün bis zum dunkelsten Blau.

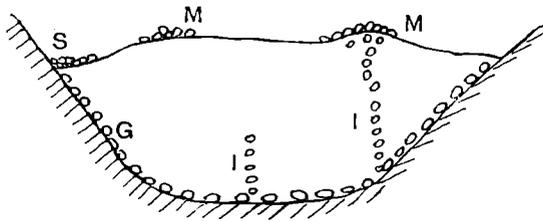
Die jedem Bergsteiger wohlbekannten Klüfte des eigentlichen Firnbeckens sind im wesentlichen von der Beschaffenheit des Untergrundes abhängig. Eine „unter- irdische“ Bodenschwelle kann schachbrettartige Zertrümmerung und Auflösung in Seraks (Eisstürme) bedingen. Die Spalten der Gletscherzunge sind leichter zu über-

* Beide Bezeichnungen gelten im allgemeinen als gleichbedeutend. Es ist aber besser, gemäß der Erklärung im „Wörterbuch alpiner Begriffe“ (vgl. S. 269 und S. 293) zu unterscheiden: zwischen Fels und Firn die Randkluft, zwischen ruhendem (steilerem) und strömendem (flacherem) Firn der Bergschrund.

** R. v. Klebelsberg, Glazialgeologische Erfahrungen aus Gletscherstollen. Zeitschrift für Gletscherkunde, 1920.

sehen. Man teilt sie ein in Randspalten*, Querspalten und Längsspalten. Die Randspalten, die vom Ufer her einreißen und gegen die Mitte hin auskeilen (ausspitzen), sind bei scharfen Talkrümmungen am zahlreichsten. Sie verlaufen anfänglich meist in einem Winkel von 30 bis 45 Grad gegen die Mitte aufwärts, drehen sich um den Gletscherrand und schließen sich, bevor sie quer zur Mittelachse des Gletschers stehen, während sich neue Randspalten in der alten Richtung auf tun. Die Querspalten verlaufen senkrecht zur Hauptströmungsrichtung und häufen sich besonders an scharfen Gefällsknicke n. Ich erinnere an den herrlichen Gletscherbruch des Rhonegletschers, an den Persfall und das „Labyrinth“ (Morterratshgletscher), an die „Türkische Zeltstadt“ (Oberfülzach-See) usw. Die Längsspalten entstehen vorwiegend bei Verbreiterungen des Gletscherbettes, als Folge eines seitlichen Auseinanderfließens. Keine Spalte wandert sehr weit mit dem Gletscher abwärts, jede schließt sich wieder, und an der alten Stelle bildet sich eine neue Kluft — „ebenso wie sich Stromschnellen und Wasserfälle immer an dieselbe Stelle des Flußbettes knüpfen“. (F. Machatschek.)

Auch die Tätigkeit der Erosion, d. h. das Ausnagen von Hohlformen und den Transport des zertrümmerten Materials, hat das Gletschereis mit dem fließenden Wasser gemeinsam. Alle durch den Gletscher verursachten Schutthanhäufungen bezeichnet man als *Moränen*, und zwar unterscheidet man bewegte und abgelagerte Moränen. Die verschiedenen Arten der bewegten Moränen sind aus der schematischen Skizze Figur 11 ersichtlich.



Moränenverteilung im Querschnitt

Schema nach F. Machatschek

G Grundmoräne	M Mittelmoräne
I Innenmoräne	S Seitenmoräne

Figur 11.

Am Ufer der Gletscherzunge ziehen sich die Rand- oder Seitenmoränen hin, mit eckigem, scharfkantigem Gesteinsschutt. Die Trümmer, die schon oben im Firngebiet auf das Eis herabgefallen sind, werden von den nächsten Schneefällen zugedeckt und durch die Strömungslinien des Gletschereises in die Tiefe gezogen (vergleiche Seite 71 Mitte). Daher beschränken sich die Seitenmoränen auf das Zehrgebiet, auf die eigentliche Gletscherzunge, und wachsen meist talabwärts bedeutend an Mächtigkeit. Da die Moräne das darunter befindliche Eis gegen Abschmelzung schützt (vergleiche die Erscheinung der Gletschertische), so bildet sich häufig ein mehr oder weniger hoher Wall, in seinen oberen Lagen aus Gestein, darunter aus Eis bestehend. Bei Vereinigung zweier Gletscher fließen ihre inneren, benachbarten Randmoränen zur Mittelmoräne zusammen; ein großer zusammengesetzter Gletscher (z. B. der Aletschgletscher) hat also so viel Mittelmoränen minus eins wie Zuflüsse.

Im Gegensatz zu allen echten Obermoränen steht die an der Gletscherbasis bewegte Grundmoräne. Als Schlamm- und Sandmasse mit eingebetteten Blöcken liegt

* Nicht zu verwechseln mit der Randkluft (vergleiche Seite 69, Anmerkung *).

sie auf dem „anstehenden“ Gestein des Gletscherbodens, oder sie erfüllt die untersten (dadurch erdig werdenden) Eisschichten. Das langsame Vorwärtsschieben auf dem Untergrunde, dauernd unter starkem Druck, und die gegenseitige Reibung hobelt die Ecken und Kanten ab, die Blöcke der Grundmoräne sind also mehr oder weniger kantengerundet. Der feine Sand wirkt als Schleifmittel. Auf diese Weise entstehen sowohl am Untergrunde wie an den Gesteinstrümmern der Grundmoräne die so bezeichnenden Krüzer und Schrammen, das leitende Merkmal der Glazialablagerungen.

Die Grundmoräne bezieht ihr Material aus verschiedenen Quellen. Im Firngebiet fallen und gleiten Gesteinstrümmern, durch den Spaltenfrost abgesprengt, von den umrahmenden Graten auf den Gletscher hinunter, folgen den Stromlinien des Eises und gelangen allmählich in die Tiefe, in die Nähe des Gletschergrundes. Auch durch Spalten und Gletschermühlen hinunterstürzende Bestandteile der Obermoräne werden zu Grundmoräne. Diese Erklärung allein genügt aber nicht, denn die Grundmoräne ist bei allen Gletschern entwickelt, auch bei denen, die wenig oder gar keine Obermoräne haben. Daraus folgt, daß die Grundmoräne vorwiegend vom Gletscherboden selbst stammt und sich dauernd von dort ergänzt, d. h. der Gletscher benagt ständig seinen Untergrund.

Wie Teile der Obermoräne in die Grundmoräne geraten, so gelangen umgekehrt auch Blöcke der Grundmoräne an die Gletscheroberfläche. Denn die Stromlinien, die im Firngebiet den Gesteinschutt in die Tiefe hinunterziehen, führen im Abschmelzgebiet wieder an die Oberfläche der Gletscherzunge*. Eine Felsinsel im Gletscher setzt sich als Innenmoräne fort, d. h. als eine Schuttwand, die bis auf den Gletschergrund hinunterreicht (siehe Figur 11). Diese Schuttwand tritt im Schmelzgebiet als Mittelmoräne in Erscheinung, und da nach abwärts durch das Austreten schutführender Stromlinien immer mehr Gesteinsmaterial an die Oberfläche gelangt, so wachsen viele Mittelmoränen gegen das Gletscherende zu gewaltig an Breite und Mächtigkeit. Manche der riesigen Karakorumgletscher z. B. sind im unteren Teile der Zunge vollkommen schuttbedeckt, eben eine Folge dieses Austretens der schutführenden Stromlinien.

Die bisher betrachteten bewegten Moränen werden beim Zurückweichen der Gletscherzunge zu abgelagerten Moränen. Hier ist die gesamte, vom Gletscher beförderte Gesteinsfracht durcheinandergemengt, Oberflächen-, Innen- und Grundmoränenmaterial. Die Ufer- oder Seitenmoränen (an den Längsseiten) und die Stirnmoräne sind Schuttwälle mit sanfter geböschter Außenseite, steilem Innenabfall. Die Kammlinie der Ufermoränen bietet uns eine sehr bequeme Möglichkeit, den früheren Stand der Gletscheroberfläche zu bestimmen. Häufig stehen die mächtigen Moränenwälle in einem starken Mißverhältnis zum heutigen, tief eingesunkenen Gletschniveau. Da die Ufermoränen erst im Zehrgebiet des Gletschers beginnen, veranschaulichen sie uns gleichzeitig die ungefähre Höhenlage der Firnlinie. Bei regelmäßiger Ausbildung und Erhaltung des ganzen Moränensystems gehen die Ufermoränen unten in die talabwärts konvexe Stirnmoräne über. Trifft man mehrere parallele Stirnmoränenwälle hintereinander, so ist das ein Beweis für einen Gletscherrückzug, der durch mehrere kleinere Vorstöße oder wenigstens durch wiederholten stationären Stand des Zungenendes unterbrochen wurde. Zieht sich der Gletscher dagegen gleichmäßig und allmählich zurück, so breitet sich das Schuttmaterial als Grundmoränendecke über den eisfrei gewordenen Gletscherboden, und es kommt überhaupt nicht zur Bildung einer Stirnmoräne.

* Wer sich über den Verlauf der Stromlinien, insbesondere an Hand der „Finsterswalderschen Strömungstheorie“, eingehender unterrichten will, sei auf H. Hess, Die Gletscher, verwiesen. Die Finsternwaldersche Methode gestattet uns eine der Wirklichkeit sehr stark angenäherte, klare rechnerische Erfassung der Eisbewegung.

Alle Schuttmassen, die der Gletscher zurückgelassen hat, werden nun vom Wasser weiterbearbeitet. In erster Linie ist es der Gletscherbach selbst, der dieses Material befördert und umlagert — es entstehen die fluvioglazialen Bildungen. Die so bezeichnende hellgraue Farbe der „Gletschermilch“ deutet bereits an, daß der Gletscherbach eine ungewöhnliche Menge von trübenden Bestandteilen, d. h. feinen Zerreibungsprodukten, mit sich führt. Genaue Messungen haben ergeben, daß z. B. die Rhone oberhalb des Genfer Sees im Januar 65 g, im Juli aber 1570 g fester Bestandteile pro Kubikmeter Wasser mit sich führt. Unterhalb des Genfer Sees sinkt diese Ziffer auf 59 g herab, denn die alpinen Seen wirken als Klär- und Absitzbecken. Diese fluvioglazialen Schlammablagerungen finden sich also noch in großer Entfernung vom Gletscherende, dagegen werden nahe der Gletscherzunge auch die groben Schuttmassen umgelagert, und es entstehen schwach geneigte Schotter- und Sandflächen, die sogenannten „Sandr“*, die besonders in den eiszeitlichen Bildungen eine große Rolle spielen (vergleiche Seite 37). Ganz allgemein gilt die Regel: Je näher dem Gletscherende, um so deutlicher ist die glaziale Herkunft, je ferner, um so weniger sind die fluvioglazialen von rein fluviatilen Ablagerungen zu unterscheiden.

Dieser kurze Überblick über das Wesen der Gletscher** möge genügen, um ihre Einwirkungen auf den Untergrund, d. h. überhaupt die glazial bedingten Formen der alpinen Landschaft einigermaßen verständlich zu machen. Die sich ständig erneuernde Grundmoräne ist ein sprechender Beweis für die Glazialerosion, ebenso die bekannten Gletscherschliffe und Schrammen, die zahlreiche Felsflächen überziehen und durch ihre Furchen die Richtung der früheren Eisbewegung anzeigen. Wo die Gesteinsbeschaffenheit des Untergrundes es zuläßt, kommt es sogar zur „splitternden Erosion“, bei der ganze Blöcke aus dem anstehenden Fels herausgebrochen werden. Die Vorsprünge und Erhebungen im ehemaligen Gletscherbett sind zu Rundhöckern umgeformt — mit sanft geböschter, polierter und geschrammter „Luvseite“ (Stoßseite) und talabwärts steil abbrechender „Leeseite“. Die flachen Wannen zwischen den Rundhöckern sind oft von kleinen Seen erfüllt. Derartige Rundhöckerlandschaften von einer geradezu modellmäßigen Schönheit finden sich z. B. in der Hohen Tatra, aber auch in vielen Alpengruppen; sie sind besonders typisch in ehemaligen Firngebieten entwickelt.

Gehen wir aus dem einstigen Firnggebiet talabwärts in den Bereich der ehemaligen Gletscherzunge, so fällt uns das U-förmige Querprofil des Tales auf. Eis und fließendes Wasser — beide arbeiten an der Durchfurchung und Abtragung unserer Gebirge, aber ihre Arbeitsweise ist grundverschieden. Ein vom Wasser erodiertes Tal hat einen V-förmigen Querschnitt, da der Fluß beim Einschneiden in den Gebirgskörper linienhaft wirkt***. Das ganze Talsystem eines Flusses hat gleichsohlige Talmündungen, denn dem Hauptfluß, der sein Bett vertieft, müssen die Nebenflüsse im gleichen Tempo folgen, die Erosion schreitet also im ganzen System ziemlich gleichmäßig fort, bemüht, von der Basis nach aufwärts eine gewisse Normalkurve des Gefälles herzustellen.

Ganz anders sieht ein ehemaliges Glazialtal aus. Das Eis arbeitet flächen-

* Der Name stammt aus Island.

** Wichtige Kapitel der Gletscherkunde — wie z. B. die gegenwärtige Verteilung und Ausdehnung der Gletscher und die in der alpinen Literatur viel besprochenen Gletscherschwankungen — konnten hier, im Rahmen einer eng zusammengeprägten alpinen Geologie, nicht mehr behandelt werden. Auch die gewaltigsten aller Gletscherschwankungen, die Eiszeiten und ihre Gliederung, wurden in unferm erdgeschichtlichen Überblick (vergleiche Seite 37) nur angedeutet.

*** Über die eiszeitlichen Landschaftsformen und das Eiszeitalter überhaupt gibt das Büchlein von E. W e r t h, Das Eiszeitalter (Sammlung Göschen), eine gute Übersicht. Wer tiefer eindringen will, muß natürlich in erster Linie das klassische Werk von A. P e n d und E. B r ü c k n e r t zur Hand nehmen.

haft, und wenn man einen Gebirgsfluß mit einer Säge vergleichen kann, so paßt für einen Gletscher das Bild eines Hobels besser. Dringt der Gletscher in ein ursprünglich V-förmiges Flußtal ein, so wird dieses nicht nur vertieft, sondern vor allem ausgedehnt und U-förmig umgestaltet — es entsteht also der sogenannte Glazialtrog. Vom breiten Talboden ziehen sich konkave Hänge steil bis zum Trogrand hinauf, in einem deutlichen Gefällsknick, oberhalb dessen die Böschung meist sehr viel flacher wird.

Befolgen wir unser altes Gletschertal abwärts, bis zur Einmündung in das Haupttal! Hier treffen wir häufig die so bezeichnende Stufenmündung, d. h. der Bach des Nebentales stürzt, Wasserfälle bildend und eine Klamm einschneidend, ins Haupttal hinab. Man bezeichnet derartige Nebentäler als „Hängetäler“; die Lauern und Zillertaler Alpen zeigen zahlreiche besonders schöne Beispiele dafür. Das Haupttal ist also gegenüber dem Nebental übertieft, und diese Übertiefung der großen Alpentäler ist, mindestens zum erheblichen Teile, ein Werk der gewaltigen eiszeitlichen Gletscher*. Der Hauptgletscher hat rascher, kräftiger gearbeitet als der kleinere Gletscher des Seitentales (vergleiche Seite 68 unten).

Betrachten wir ein Glazialtal im Längsschnitt, so lernen wir noch andere Stufen kennen. Statt des erwarteten gleichsinnigen Gefälles sehen wir beckenförmige Einsenkungen, teilweise noch als Lalseen erhalten, teilweise schon vermoort oder von Schotter erfüllt, die Felschwellen zwischen diesen breiten, ebenen Talstrecken werden vom heutigen Fluß in engen Schluchten durchschnitten, das Tal senkt sich also treppenförmig. Auch dieser Stufenbau innerhalb des Tales hängt eng mit der Eigenart der glazialen Ausschürfung und dem ungleichmäßigen, etappenförmigen Rückzug des Gletschers zusammen.

Diese Eigentümlichkeiten der früher vergletscherten Täler sind durch die Tätigkeit des fließenden Wassers allein nicht gut erklärbar, denn die jetzt fließenden Gewässer arbeiten ja vor unsern Augen in ganz andern, geradezu entgegengesetztem Sinne. Sie vertiefen die Haupttäler nicht, sondern sie bemühen sich, die etwa noch vorhandenen Seen mit Schotter aufzufüllen. Dagegen schneiden sie sich in den Nebentälern und in deren Stufenmündungen kräftig ein und schaffen Schluchten und Klammern. „Die heutigen Flüsse zeigen das ganz augenscheinliche Bestreben, die Stufenmündungen zu beseitigen und das wechselnde Gefälle der Talsohlen in ein gleichsinniges und gleichmäßiges zu verwandeln.“ (E. Werth.)

Sehr charakteristisch für die zur Eiszeit vergletschert gewesenen Gebirge sind auch die Kare, d. h. Nischen mit flachem Boden und steiler Rückwand. Die kleinen Gletscher, welche diese Hohlformen einst erfüllten, haben sich offenbar in den Gebirgskörper sozusagen hineingefressen. Besonders schöne Beispiele trifft man in der Hohen Tatra, im Riesengebirge (Schneegruben, Kesselgruben, Großer und Kleiner Teich usw.) und in den Vogesen. In den Alpen ist die Landschaftsform der Kare so weit verbreitet, daß man keine einzelnen Namen zu nennen braucht. Alle Einwendungen, die von den Gegnern der Gletschererosion erhoben worden sind, können an den engen ursächlichen Beziehungen zwischen eiszeitlicher Vergletscherung und Karerscheinung nicht rütteln.

Auch der herrliche Schmuck der Alpenseen ist großenteils ein Geschenk der

* Über die Größe der Glazialerosion herrscht noch keine Einmütigkeit, und der Anteil, den die eiszeitlichen Gletscher an der Schaffung der alpinen Landschaftsformen genommen haben, ist noch immer sehr umstritten. Als Gegner nenne ich vor allem Altmeyer, Albert Heim, der die „Gletscherhobler“ noch immer mit jugendlichem Feuerifer bekämpft, und in gewissem Sinne auch N. v. Klobelsberg. Auf der andern Seite stehen E. Brückner, H. Hess, R. Lucerna und viele andere. A. Penck nimmt in seinen neueren Arbeiten eine vermittelnde Stellung ein, und seit 1924 scheint sich der alte Streit für oder gegen die Gletschererosion etwas zu mildern.

Eiszeit. Zwei Seetypen des Alpeninnern erwähnten wir bereits (Seite 72 und 73). Noch größere Bedeutung haben die Randseen und die Vorlandseen, die sich in der „Zentraldepression des Vorlandes“, im Zungenbecken der eiszeitlichen Gletscher befinden. Die formende Kraft des Eiszeitalters wird uns besonders anschaulich, wenn wir an die Südseite der Alpen und die Nordseite des nicht vergletschert gewesenen Apennin denken. Der landschaftliche Gegensatz zwischen diesen Gebirgen beiderseits der Doniederung ist groß, auf der einen Seite sind die Haupttäler von den herrlichen oberitalienischen Seen erfüllt, auf der andern Seite haben die Täler gleichsinniges Gefälle, keinen See. Die oberitalienischen Seen, insbesondere der Comer See und der nördliche Teil des Gardasees, sind echte „Fjordseen“, 300 bis 400 m tief, also bis weit unter den Spiegel der Adria hinab übertieft. Auch der südliche Bierwaldstätter See (der Urner See) und der Königssee haben durchaus den Fjordcharakter; bei letzterem scheinen allerdings auch Verwerfungen (Grabenbrüche) mitgewirkt zu haben.

So hat uns die Gletscherkunde fast von selbst hinübergeleitet zur Betrachtung der alpinen Landschaftsformen.

E. Das Antlitz der Alpen.

Bielgestaltig und abwechslungsreich wie das Antlitz unserer Alpen ist auch die Geschichte der alpinen Morphologie. Es hat Zeiten gegeben, wo man möglichst alle Landschaftsformen tektonisch zu deuten suchte, die großen Täler z. B. als Spalten — Zeiten, wo alles auf das fließende Wasser zurückgeführt wurde — Zeiten, wo das Erklärungsprinzip der Glazialerosion einseitig überspannt wurde. Neuerdings finden die jugendlichen Hebungen innerhalb des Alpenkörpers wachsende Beachtung. Diese jungtertiären, diluvialen, vielleicht sogar noch alstuvialen Bewegungen, die ältere regionale und lokale Tektonik, das fließende Wasser und das schürfende Eis — aus dem Zusammen- und Gegeneinandewirken aller dieser Faktoren bildet sich das wandelbare und nur uns kurzlebigen Menschen unveränderlich scheinende Antlitz der Alpen.

Die morphologische Literatur* ist umfangreich und wenig übersichtlich. Auch hier kann es sich für uns nur um eine ganz knappe Skizze handeln.

Wer den (der alpinen Tektonik gewidmeten) Abschnitt C aufmerksam durchgelesen hat, kann leicht den Schluß daraus ziehen, daß die Gebirgshöhe der Faltungsinintensität genau entspreche. Ein Gebirge rage also um so höher empor, je stärker die „orogenen“ Bewegungen (Faltung, Schuppung, Deckenbildung usw.) waren, und seit dem Abschluß dieser Bewegungen erfolge eine fortdauernde Erniedrigung durch die Arbeit der abtragenden Kräfte**. Diese Vorstellungsreihe, die vor nicht allzulanger Zeit noch allgemein verbreitet war, kann jetzt als überholt gelten, seit man gelernt hat, die Anzeichen für jugendliche Hebungen zu beachten und zu deuten.

Hoch über der heutigen Talteufe finden sich nämlich Verflachungen, die als Reste früherer Talböden und als ältere Abtragungsflächen aufgefaßt werden

* Aus dieser Fülle nenne ich: Ostalpine Formenstudien, herausgegeben von F. Leyden, Berlin, Gebr. Borntraeger. Die bis Ende 1923 erschienenen zehn Hefte sind von R. v. Klebelsberg in den Mitteilungen des D&OeAV (31. Dezember 1923) aufgezählt und ganz kurz besprochen. Walther Penck †: Die morphologische Analyse. Engelhorn, Stuttgart 1924. A. Penck: Das Antlitz der Alpen. Vortrag auf der Innsbrucker Naturforscherversammlung 1924, erschienen in „Die Naturwissenschaften“, 12. Jahrgang, Heft 47. R. v. Klebelsberg: Probleme der alpinen Quartärgeologie. Das Antlitz der Alpen. Die Erhebung der Alpen. Diese drei Arbeiten sind in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1924 und 1925 enthalten.

** Ich folge zunächst im wesentlichen den sehr bemerkenswerten Gedankengängen von Klebelsberg, Die Erhebung der Alpen.

müssen. Diese alten Oberflächensysteme sind gegenüber dem Alpenvorland, d. h. gegenüber der Erosionsbasis, stark in die Höhe gerückt worden und streichen heute alpenauswärts frei in die Luft aus. Durch diese Hebung des Alpenkörpers wurde die erodierende Kraft des Wassers neu belebt, und die Flüsse arbeiteten rasch in die Tiefe und zerschnitten die alte Gebirgs oberfläche.

Hierher gehören die Hochfluren, die im östlichen Teile der Nördlichen Kalkalpen besonders gut erhalten sind — Reiteralpe, Steinernes Meer, Hagen- und Lennengebirge, Dachsteinplateau, Lotes Gebirge, Wiener Schneeberg, Kar usw. Wie viele Alpenwanderer haben sich schon darüber gewundert, hier in rund 2000 m Meereshöhe ein flaches Mittelgebirgsrelief anzutreffen! Das verkarstete Hügelland dieser Kalkplateaus hat im allgemeinen nur Höhenunterschiede von wenigen hundert Metern aufzuweisen und bildet also einen starken Gegensatz zu den durchschnittlich 1500 m tiefen randlichen Steilabbrüchen. Dieser Gegensatz wird jetzt verständlich: Die Tafelinschnitte, eine Folge der jungen Hebung, sind jugendlich, daher noch schroff und unausgeglichen, die Hochflur der Kalkplateaus ist die ältere, schon stark eingebnete Gebirgs oberfläche. Dem gleichen System scheint in den Zentralalpen das „Firnfeldniveau“ zu entsprechen, also die im Hintergrunde der Täler gelegenen Verflachungen, welche die Firnfelder tragen.

„Daß alle diese Hochfluren das Ergebnis alter Abtragungsprozesse sind, geht aus ihrer grundsätzlichen Unabhängigkeit vom geologischen Bau hervor. Sie liegen nicht etwa schichtenparallel wie die Oberseiten von Tafelbergen, sondern sie schneiden die Strukturen.“ (R. v. Klebelsberg.)

Als Entstehungszeit dieser Einebnung nimmt Klebelsberg etwa die Wende von Alt- und Jungtertiär an (Oligozän/Miozän). Damals bildeten diese Flächen noch Fußgelände, erst später wurden sie in ihre heutige Höhenlage gehoben. Diese nachträglichen Hebungen erfolgten ungleichmäßig, so daß die Hochflur, sogar in einander benachbarten Gruppen, Unterschiede der heutigen Höhenlage bis zu mehreren hundert Metern zeigt.

Die Unabhängigkeit der Einebnungsflächen vom inneren Gebirgsbau nötigt uns zu dem Schluß, daß die „strukturelle Fertigstellung“ des Gebirges, die eigentliche Tektonik, im wesentlichen vorausging, die Abtragung, welche die Hochfluren schuf, nachfolgte. „Das Höherrücken der Hochfluren, ihre Hebung vom Fußgelände hoch über ihre Erosionsbasis kann daher nicht durch die orogenen Krustenbewegungen bewirkt worden sein, sondern muß späteren Hebungsvorgängen zugeschrieben werden, die zum Unterschied von den orogenen die Struktur unberührt ließen, weiträumig, „epirogen“ waren. Ein sehr wesentlicher Anteil der heutigen relativen Alpenerhebung hat demnach nichts unmittelbar mit den orogenen Bewegungen zu tun, sondern ist durch nachträgliche, räumlich und zeitlich differenzierte epirogene Bewegungen bedingt. Diese jungen nachträglichen Bewegungen lassen sich durch die ganze jüngere Tertiärzeit bis in die Eiszeit hinein verfolgen und dauern in der geologischen Gegenwart vermutlich fort. Sie wurden in der Eiszeit vorübergehend durch entgegengesetzt gerichtete Bewegungen, regionale Senkungen, Einbiegungen unterbrochen.“ (v. Klebelsberg.)

„Mit der Erhebung der mitteltertiären Fußgelände zu den Hochfluren von heute ist aber erst ein Teil der heutigen Gesamterhebung der Alpen erreicht. Über die Hochfluren ragt höheres Gebirge auf, die Hochregion der Alpen oder das Hochgebirge im engeren morphologischen Sinn. Hier herrschen im Gegensatz zu der flächenhaften Gestaltung der Hochflurlandschaft ungleich steilere, schroffere Formen, steile Hänge und Wände, die Erhebungen sind viel beträchtlicher, das Verhältnis von

* Wörtlich übersetzt ist orogen = Berge erzeugend, epirogen = Festländer erzeugend. Man versteht also unter epirogenen Bewegungen das regionale Auf und Ab großer Schollen, „en bloc“.

Höhe zu Basis ist sehr zugunsten der Höhe verschoben. Dabei geht das Hochgebirge nicht etwa allmählich, in allmählicher Zunahme der Neigung und allmählichem Schrofferwerden der Formen aus der Hochflur hervor, sondern beiderlei Formtypen grenzen mehr oder weniger scharf gegeneinander, ohne daß die morphologische Grenze irgendwelcher tektonischen oder strukturellen entsprechen würde.“ (v. Klebelsberg.)

Derartige Auftragungen sind stehengebliebene Reste eines älteren und höheren Gebirgskörpers. Denken wir z. B. an das Dachsteinplateau, über dem sich die Hochgipfel der Gruppe erheben. Oder denken wir daran, wie scharf in den Zentralalpen die steilere Kamm- und Gipfelregion sich gegen das flache Firnfeldniveau abgrenzt. Früher hat man diesen Gegensatz durch reine Glazialerosion zu erklären gesucht, jetzt wird es immer wahrscheinlicher, daß die jugendlichen Hebungen ihren gewichtigen Anteil an dieser landschaftlichen Formung haben.

Schon seit langem kennt man die für die meisten Alpengruppen geltende „Konstanz der Gipfelhöhen“. „Stehen wir auf einem höheren Alpengipfel, so sehen wir ringsum die Gipfel wie ein versteinertes Meer auf und ab wogen. Aber wie die Wellen des Meeres sich nicht weit vom mittleren Meeresspiegel entfernen, so haben benachbarte Gipfel stets ungefähr gleiche Höhe. Wir können uns durch ihre Spitzen eine ideale Fläche gelegt denken. Das ist die G i p f e l f l u r. Sie kappt das Gebirge mit seinem verwickelten Schichtenbau in einheitlicher Weise. Sie erscheint auf den ersten Blick als eben. Aber in Wirklichkeit wogt sie im Gebirge in ähnlicher Weise auf und ab wie die Gipfel in ihr.“ (A. Penck.)

Man könnte zunächst daran denken, die Gipfelsflur als die „orogen bewirkte Uroberfläche“ aufzufassen, d. h. als die ursprüngliche Oberfläche des Gebirges, dessen Entstehung in Abschnitt C behandelt ist. Diese Deutung wäre aber irrig. Ein Blick auf die tektonischen Profile, z. B. auf Figur 4 b (Seite 45), belehrt uns, daß selbst unsere höchsten Alpengipfel tief unterhalb dieser Uroberfläche liegen. Die Uroberfläche des Gebirges unmittelbar nach Beendigung der Alpenfaltung liegt also „in der Luft“, hoch über den heutigen Gipfeln. Die Gipfelsflur, die von der Struktur des noch erhaltenen Unterbaues unabhängig ist, erweist sich als Abtragungsfäche, und zwar als eine ältere und höhere Abtragungsfäche, die sich mit der tiefer gelegenen Hochflur desselben Gebietes nicht verbinden läßt. Diese ältere Abtragungsfäche ist uns nur noch punktwiese, in den Bergspitzen, erhalten, die jüngere Abtragungsfäche dagegen liegt noch in großen Flächenstücken vor.

Aus diesem Befund zieht Klebelsberg den Schluß: „Es kann auch jener ältere Erhebungsbetrag, dem die Gebirgshöhe über der Hochflur entspricht, nicht unmittelbar orogen sein, sondern es muß auch dieser Höhenanteil auf Rechnung nachträglicher epirogener Hebungsbewegungen gesetzt werden.“

Daß auch diese ältere Hebung ungleichmäßig und räumlich verschieden war, ergibt sich aus der verschiedenen Höhenlage der Gipfelsflur von Gruppe zu Gruppe. Darauf hat besonders A. Penck in seinem Vortrag am Innsbrucker Naturforschertag (vergleiche Seite 74, Anmerkung) nachdrücklich hingewiesen. So liegt die Gipfelsflur in den zentralen Stubai Alpen bei 3300 bis 3400 m, in den benachbarten Sarntaler Bergen bei rund 2700 m, also auf etwa 12 km Horizontalabstand um 600 bis 700 m tiefer. Die Hochfluren beider Gebiete gehen aber ineinander über oder stehen sich jedenfalls sehr nahe, machen also die Höhenschwankungen der Gipfelsflur nicht oder nur in stark abgeschwächtem Maße mit.

Diese höchst bemerkenswerte Tatsache kann verschieden gedeutet werden. Die moderne „Hebungs-Morphologie“ erklärt sie einfach durch das zeitliche Nacheinander: Zuerst eine ungleichmäßige Hebung, dann eine Abtragsperiode, in der nahe der Erosionsbasis flache Fußflächen entstanden, darauf neuerliche Hebung, welche die Fußflächen hinaufrückte und in Hochfluren verwandelte. Wer dagegen für starke Glazial-

erosion eintritt, wird die nahezu gleiche Höhenlage des Firnfeldniveaus in verschiedenen hohen Alpengruppen für das Werk der schürfenden und hobelnden Gletscher halten.

Derselbe Meinungsgegensatz tritt auf, wenn es sich um das rückläufige Gefälle der großen Alpentäler und um die Entstehung der „Fjordseen“ (vergleiche Seite 74) handelt. U. Heim und R. v. Klebelsberg deuten diese Erscheinung durch Rücksinken des Alpenkörpers, durch „regressive Stadien“ innerhalb der alpinen Höhenentwicklung. Die „Gletscherhobler“ machen einfach die glaziale Ubertiefung dafür verantwortlich, das Eis kann — im Gegensatz zum Wasser — bis weit unter den Meeresspiegel hinab erodieren.

Wir stellen hier beide Vorstellungsreihen nebeneinander, bis zu einem gewissen Grade haben wahrscheinlich beide recht. Die auf morphologischen Gesichtspunkten aufgebaute Theorie der jungen Hebungen ist noch sehr neu, und jede große und fruchtbare Theorie zeigt zunächst das Bestreben, die Alleinherrschaft an sich zu reißen, Universalhypothese zu werden. Die Zukunft wird auch in der alpinen Morphologie den gerechten Ausgleich bringen (vergleiche Seite 73, Anmerkung).

Wir fassen nochmals zusammen: Von der ursprünglichen, primären Alpen-erhebung ist heute nicht mehr allzuviel übrig, die orogen bedingte Uroberfläche ist längst abgetragen. Orographisch sind die heutigen Alpen also ein Nachkomme jenes älteren primären Alpengebirges, das einst durch Faltung und Deckenschub entstanden ist. Die jetzige Höhenentwicklung der Alpen ist größtenteils durch die jugendlichen Hebungen bedingt.

Im Himalaja sind diese Bewegungen, die bis in die Gegenwart hineinreichen, offenbar besonders stark, so daß sie jetzt über die abtragenden Kräfte triumphieren. Wie mir Captain Finch erzählte, ist am Nordgrat des Tschomo-lungma (Mount Everest) in einer Höhe von etwa 8300 m, also knapp 600 m unter dem Gipfel, marines Alttertiär mit Nummuliten (vergleiche Seite 36). Man mache sich einmal ganz klar, was das bedeutet! Das Tertiär ist, geologisch gesprochen, eine ganz junge Formation. Wo vor nicht allzu langer Zeit noch Meeresboden war, steht jetzt der höchste Berg unseres Planeten!

Nun noch ein paar bemerkenswerte Einzelheiten aus dem Antlitz der Alpen, wobei ich teilweise Pends gleichnamigem Vortrage folge* und mich auf Gegenden beschränke, die den meisten Alpenwanderern gut bekannt sein dürften:

Bei Innsbruck ist der Steilabfall der Nordkette auf der Höttinger Alm bis 2000 m hinauf gerundet, darüber beginnen andere, unruhigere Formen. Nach Neuschnee-fall wird diese Schlifffgrenze, bis zu welcher der eiszeitliche Inngletscher hinaufreichte, deutlich sichtbar. Daneben treffen wir im Brandjochkar ein typisches Kar (vergleiche Seite 73), die Wurzel eines kleinen eiszeitlichen Gletschers. Derartige Kare „fehlen dem niedrigsten Berge in Innsbrucks Umgebung, dem rundlichen Patzschkofel östlich der Brennerfurche, nagen sich aber westlich derselben dermaßen in die höhere Saile, daß diese von NO gesehen scharfgratig erscheint, während sie von NW als Rundling entgegentritt. Ganz fehlen die Rundformen an der noch höheren Wald-rastspitze im Süden. Sie ist ein ganzer Karling, nicht bloß ein halber, wie die Saile.“ Wir sehen also, daß die eiszeitlichen Gletscher die rundlichen Berge zerfraßen und zwischen sich scharfe Grate entstehen ließen. Das geschieht aber nur von einer gewissen Höhe an. „Die eiszeitliche Schneegrenze und die über sie ansteigende Oberfläche der alten Gletscher bestimmt die untere Grenze der Kare. Von einer bestimmten, gebirgseinwärts größer werdenden Meereshöhe ändert sich der Formenschatz der Alpen, weichen die rundlichen Formen zuackigen.“

* Was in Anführungszeichen gesetzt ist, ist wörtlich aus Pends Vortrag (vergleiche Seite 74, Anmerkung *) zitiert.

Wir betrachten die äußerst vielgestaltigen Kare „als ein von Felsen überragtes Bett eines alten Hängegletschers, der entweder selbständig endete oder einen Talgletscher speiste. Zur Entwicklung konnten solche Hängegletscher nur an Konkavitäten der Berghänge kommen.“ Über den Ursprung dieser — der eigentlichen Karbildung vorausgehenden — Hohlformen ist, schon seit Eduard Richters Zeiten, viel gearbeitet und noch mehr debattiert worden. Die moderne „Hebungs-Morphologie“ bringt diese Verflachungen mit dem Hochflurniveau in Zusammenhang.

Auch für Übertiefung und Stufenmündung (vergleiche Seite 73) bietet uns die nächste Umgebung Innsbrucks ein gutes Beispiel. „Die Sohle des Brennertales mündet nicht in das Inntal, sondern oben bei Igls auf dem Mittelgebirge. Um den Inn zu erreichen, muß die Sill in enger Schlucht einschneiden, in der die Brennerbahn unter vielen Erschwernissen erst bei Matrei die Höhe erreicht. Während also die Sill in einer engen Klamm dahinschäumt, hat der Inn einen breiten Talboden aufgeschüttet“, und diese Aufschüttung ist, wie man sich durch Bohrungen vergewissert hat, mehr als 200 m hoch. Die Inntalschotter werden jetzt von den meisten Forschern als interglazial betrachtet, zwischen der Riß- und der Würmeiszeit entstanden. Eine andere, seit langem berühmte und vielumstrittene interglaziale Bildung ist die Höttinger Breccie dicht oberhalb Innsbruck, unter der Hungerburgterrasse. Die Höttinger Breccie stammt wahrscheinlich aus der Mindel-Riß-Interglazialzeit (vergleiche Seite 37) und enthält über vierzig fossile Pflanzenarten, die für ein etwas wärmeres Klima, als das gegenwärtige, zeugen. Man folgert daraus, daß die Interglazialzeiten keine bloß untergeordneten Schwankungen oder Rückzugsstadien innerhalb einer einheitlichen Eiszeit waren, vielmehr wirkliche Interglazialzeiten, d. h. Perioden, in denen die Gletscher wahrscheinlich noch weiter zurückgingen als jetzt, und in denen das Klima offenbar etwas wärmer war als in der Gegenwart.

Auch für das Problem der Glazialerosion sind Höttinger Breccie und Inntalschotter von Bedeutung, denn diese Bildungen sind von den darauffolgenden Vereisungen nicht fortgeräumt worden, der gewaltige Inntalgletscher hat also hierbei als Hobel versagt. An andern Stellen, so besonders in den herrlichen Trogtälern der Zillertaler Alpen und Hohen Tauern, ist die erodierende Kraft des Eises für jeden unbefangenen Beobachter zweifellos. Dieser Wechsel, d. h. die Tatsache, daß das Gletschereis in manchen Gebieten stark erodiert, an andern Stellen fast konservierend zu wirken scheint, ist höchst auffällig und im einzelnen noch nicht genügend aufgeklärt. Wahrscheinlich hängt diese Erscheinung mit der Ungleichmäßigkeit der jungen epirogenen Hebungen zusammen.

„Daß bald das Haupttal, bald das Nebental übertieft ist, erklärt sich daraus, daß die heutige hydrographische Ordnung im Gebirge nicht mit der Ordnung der eiszeitlichen Gletscher übereinstimmt. Über den Seefeldler Paß floß ein mächtiger Gletscherast in das Isartal. Er war der Hauptstrom, der aus dem Karwendelgebirge kommende Isargletscher war Zufluß. Stufenförmig mündet daher das Isartal bei Scharnitz in die Bahn des Seefeldler Gletscherastes, der heute der unbedeutende Drahm bach folgt: Übertieft ist immer die Hauptbahn des Gletschers; es hängt über ihr die Bahn des Zuflusses, mag dieselbe, wie meist, Nebental oder, wie manchmal, Haupttal sein.“

Diese paar Beispiele mögen genügen, um uns zu zeigen: „Die heutigen Alpen sind nicht die Ruine eines früheren Bauwerkes, das unmittelbar der Zerstörung anheimgefallen ist. Sie bilden sich noch ständig fort. Ihr Antlitz zeigt Spuren ihres hohen Alters, viele Zeugen jugendlichen Wachstums. In dem Gegeneinanderwirken von Hebung und Abtragung haben wir das Mienenspiel, das dem Studium des Antlitzes der Alpen hohe Reize verleiht und die Forschung noch in ferner Zeit beschäftigen wird.“

F. Praktische Bergsteiger=Geologie.

Was hier zu sagen ist, hat W. Paulcke in den „Gefahren der Alpen“ bereits trefflich zusammengefaßt.

Die Abhängigkeit der Bergform vom geologischen Baumaterial ist auf Schritt und Tritt zu beobachten. Der harte, schwer verwitternde Protogingranit der Montblancgruppe bildet die Aiguilles — plattiges, griffarmes Gestein, „Kluftlamine“ (parallel der Klüftungsrichtung des Granits), sägeförmige Grate. Ähnliches Gestein und ähnliche Bergformen — wenn auch sehr viel niedriger und daher in der Gegenwart unvergletschert — zeigt die Hohe Tatra. Die Orthogneise der Dentblanchedecke bauen die edlen Gestalten westlich des Zermatter Tales auf, z. B. die ideale Pyramide des Weißhorns. Harter Jurakalk, mit Orthogneis versaltet, ist in den randlichen Teilen des Berner Oberlandes (Jungfrau — Mönch — Eiger) zu herrlichen Bergen modelliert. Die Gneis- und Glimmerschieferserie mit zwischengeschalteten Hornblendegesteinen formt Erhebungen, wie wir sie z. B. in der Silvrettagruppe und in den Ötztaler Alpen sehen. Weichere Gesteine mit mehr Longehalt ergeben sanftere Bergformen — Grauwackenzone, Flyschzone. Die kalkig-tonigen Glanzschiefer und Bündnerschiefer liefern ebenfalls wenig ausgeprägte Gestalten (z. B. Stägerhorn über der Lenzerheide), aber tiefe, steile Täler und Schluchten (Biamala bei Thufis). Sehr eigenartig und auffallend sind die steilen Grasberge des Allgäu (Höfats), begrünte Felsfäulen, aus liassischem Kiefelschiefer und Hornstein bestehend. Klotziger, ungeschichteter Riffkalk und Dolomit baut Langkofelgruppe, Schlern, Rosengarten, Marmolata (Südwand) usw. auf, aus gebanktem und geschichtetem Dachsteinkalk sind die Ampezzaner und Sertener Berge herausgeschnitten.

Die Bedeutung der Gesteinsbeschaffenheit für den Bergsteiger und Kletterer ließe sich an zahllosen Beispielen erläutern. Eisenhaltige Partien im Kalk und Dolomit verraten sich durch ihre gelben und roten Färbungen; sie sind leicht verwitterbar, daher meist brüchig (z. B. Croda Rossa, Cimone-Südwand, Gran Ocla usw.). Wenn eine häufige Wechsellagerung von massigen Dolomiten mit dünnblättrigen Kalkschiefern besteht (Ortlergruppe, Engadiner Dolomiten), so ist meist das ganze Gestein infolge des ungleichartigen Verhaltens gegenüber dem Gebirgsdruck stark zerrüttet, also brüchig. Besonders unzuverlässig sind dann natürlich die aus Kalkschiefer bestehenden Gratstrecken (z. B. Marltgrat am Ortler, Acquagrät in der Quaternalsgruppe). Granit ist meist relativ fest, häufig sehr griffarm, aber zuverlässig. Für die Kristallinen Schiefer kann man — infolge ihrer sehr wechselnden petrographischen Beschaffenheit — keine allgemeingültigen Regeln aufstellen. Sie können relativ fest und dicht daneben ganz „faul“ sein, geringfügige chemische und mineralogische Unterschiede werden für den Kletterer oft sehr fühlbar. Talk-, Chlorit- und Grünschiefer sind meistens unzuverlässig — ich erinnere an die „Bratschenwände“ der Tauern und Zillertaler Alpen.

Auch die Lagerungsverhältnisse, der Bau eines Berges, haben für den Alpinisten oft die größte Wichtigkeit. Die Bänke eines Granits, die Schichten eines Sedimentgesteins können gegen den Berg, also sozusagen in den Berg hinein fallen, man klettert dann über die „Schichtköpfe“ und findet meist, auch bei großer Steilheit, gutgriffigen Fels. Die Schichten können aber auch dachziegelartig vom Berg weg fallen, wir haben es dann mit der „Schichtdachseite“ zu tun und treffen hier meist plattiges, griffarmes Gestein. Infolge der Wechsellagerung von härteren und weicheren Schichten und ihrer ungleichartigen Verwitterung kommt es zur Bildung von Steilstufen, Terrassen, Bändern usw., die gemäß der Schichtenneigung flach oder mehr oder weniger steil verlaufen. Die Nördlichen und Südlichen Kalkalpen bieten hierfür so viele Beispiele, daß man keine Namen zu nennen braucht. Bei Steilstellung

der Schichten entstehen — durch Auswitterung der weicheren oder leichter löslichen Lagen — „Schichtkamine“; sie sind meist glatt und daher anstrengender als die Risse und Kamine, die den Schichtenbau quer oder schräg durchreißen.

Während die Schichtung eines Gesteines durch die Sedimentation, die Ablagerung am Meeresboden, entstanden ist, wird die Schieferung durch den Gebirgsdruck erzeugt. Schichtung und Schieferung können einander parallel verlaufen, sie können sich aber auch in irgendeinem Winkel durchkreuzen. Die Folge davon ist dann, daß das Gestein von zahlreichen Druckflächen durchzogen ist und leicht in kleine Stücke zerfällt (Griffelschiefer).

Auch Steinschlag und Lawinengefahr sind in hohem Maße von den geologischen Verhältnissen abhängig. Aus der Berücksichtigung aller dieser Faktoren resultiert — die richtige Routenführung. Mancher lernt sie nie, mag er auch ein Menschenleben in den Bergen herumlaufen; mancher lernt sie schon nach wenigen Jahren, denn er hat Orientierungsgabe und „Berginstinkt“, er hat sich in die alpine Welt „eingefühlt“.

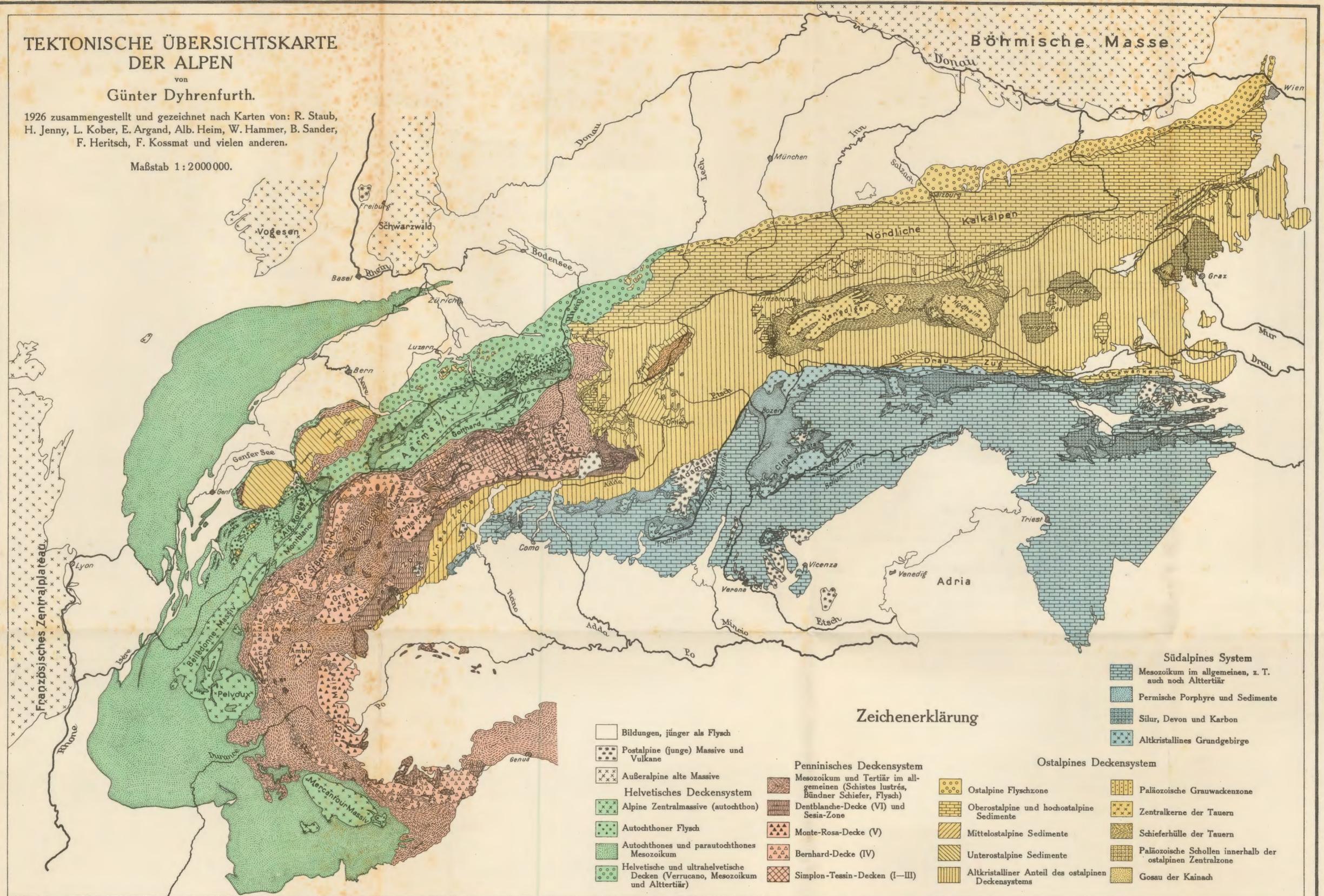
Nur wer mit offenen Sinnen durch die Berge wandert, vernimmt das machtvolle Lied vom Werden und Vergehen unserer Alpen.

TEKTONISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER ALPEN

von
Günter Dyhrenfurth.

1926 zusammengestellt und gezeichnet nach Karten von: R. Staub, H. Jenny, L. Kober, E. Argand, Alb. Heim, W. Hammer, B. Sander, F. Heritsch, F. Kossmat und vielen anderen.

Maßstab 1:2000000.



- ### Zeichenerklärung
- | | | | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <ul style="list-style-type: none"> □ Bildungen, jünger als Flysch ■ Postalpine (junge) Massive und Vulkane ▣ Außer-alpine alte Massive ■ Helvetisches Deckensystem ■ Alpine Zentralmassive (autochthon) ■ Autochthone Flysch ■ Autochthones und paraautochthones Mesozoikum ■ Helvetische und ultrahelvetische Decken (Verrucano, Mesozoikum und Alttertiär) | <ul style="list-style-type: none"> ■ Penninisches Deckensystem ■ Mesozoikum und Tertiär im allgemeinen (Schistes lustrés, Bündner Schiefer, Flysch) ■ Dentblanche-Decke (VI) und Sesia-Zone ■ Monte-Rosa-Decke (V) ■ Bernhard-Decke (IV) ■ Simplon-Tessin-Decken (I-III) | <ul style="list-style-type: none"> ■ Ostalpine Deckensystem ■ Ostalpine Flyschzone ■ Oberostalpine und hochostalpine Sedimente ■ Mittelostalpine Sedimente ■ Unterostalpine Sedimente ■ Altkristalliner Anteil des ostalpinen Deckensystems | <ul style="list-style-type: none"> ■ Südalpines System ■ Mesozoikum im allgemeinen, z. T. auch noch Alttertiär ■ Permische Porphyre und Sedimente ■ Silur, Devon und Karbon ■ Altkristallines Grundgebirge ■ Ostalpinen Deckensystem ■ Paläozoische Grauwackenzone ■ Zentralkerne der Tauern ■ Schieferhülle der Tauern ■ Paläozoische Schollen innerhalb der ostalpinen Zentralzone ■ Gosau der Kainach |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|