

ALLGEMEINE GEBIRGSKUNDE

VON

DR. OTTO WILCKENS

VORDEM O. PROFESSOR DER GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE UND DIREKTOR
DES GEOLOGISCH-PALÄONTOLOGISCHEN INSTITUTS DER KAISER-WILHELMS-
UNIVERSITÄT STRASSBURG, MITGLIED DES BEIRATS DER GEOLOGISCHEN
LANDESANSTALT VON ELSASS-LOTHRINGEN

MIT 115 ABBILDUNGEN



JENA
VERLAG VON GUSTAV FISCHER
1919

~~~~~  
**ALLE RECHTE VORBEHALTEN.**  
~~~~~

Herrn

Dr. Ernest Schnaebele

freundschaftlichst

gewidmet.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Einleitung	1
a. Gebirgskunde	1
b. Gebirge	2
II. Das Baumaterial der Gebirge	5
III. Die Teile des Gebirges und seine Gliederung	7
IV. Gebirgssysteme	12
V. Die Einteilung der Gebirge	13
a. Die geographische Einteilung der Gebirge	13
1. Morphologische Einteilung	13
2. Einteilung nach der Höhe	18
3. Einteilung nach der Lage zur Umgebung	19
4. Einteilung nach Eigenschaften, die vom Klima abhängig sind	19
b. Die genetische Einteilung der Gebirge	19
VI. Die vulkanischen Gebirge	20
VII. Die tektonischen Gebirge	26
a. Einleitung	26
1. Die Dislokationen	26
A. Die Faltungen und Überschiebungen	27
α) Falten	27
β) Überschiebungen	32
γ) Querverschiebungen	33
B. Die Verwerfungen	33
2. Die gebirgsbildenden Wirkungen der Dislokationen	35
3. Die Zerstörung der tektonischen Gebirge	38
A. Die Wirkung der Abtragung auf die einzelnen Dislokationen	40
α) Die Abtragung der Falten	40
β) Die Abtragung der Überschiebungen	43
γ) Die Abtragung der Verwerfungen	45
B. Die Abtragung der tektonischen Gebirge	46
b. Die Faltengebirge	48
1. Allgemeiner Charakter der Faltengebirge	48
A. Form und innerer Bau	48
B. Gliederung	55
C. Faltengebirgstypen	58

VI

	Seite
D. Faltengebirgssysteme	61
E. Die Umformung der Faltengebirge	65
α) Die tektonische Umformung	65
β) Die Umformung durch Abtragung	66
F. Alte und junge Faltengebirge	70
2. Junge Faltengebirge	74
A. Die Alpen als Beispiel für ein junges Faltengebirge	74
B. Die Alpen im Vergleich zu anderen jungen Faltengebirgen	99
3. Alte Faltengebirge	103
A. Allgemeines	103
B. Das kaledonische Gebirge Nordschottlands als Beispiel für ein altes Faltengebirge	104
4. Rumpfgebirge	107
c. Die Schollengebirge	113
A. Form und innerer Bau	115
B. Gliederung	120
C. Schollengebirgstypen	121
D. Schollengebirgssysteme	121
E. Die Umformung der Schollengebirge	121
F. Alte und junge Schollengebirge	123
VIII. Erosionsgebirge	125
IX. Die geographische Verteilung der Gebirge	133
X. Die Ursachen der Gebirgsbildung	138
XI. Literatur	144
XII. Erklärung geologischer Fachausdrücke, die im Text nicht erläutert sind	146
XIII. Register	148

I. Einleitung.

a. Gebirgskunde.

Mit ihren tiefreichenden Aufschlüssen der Erdrinde, mit mit ihrer mannigfaltigen Oberflächengliederung, ihren weiten Fernblicken, ihren Felsen und Schluchten, ihren Steinwüsten und Gletschern bieten die Gebirge dem Naturfreunde ebenso wie dem Naturforscher eine unerschöpfliche Quelle des Genusses und der Anregung zu wissenschaftlicher Betätigung. In ganz anderem Maße als die Ebenen bergen sie eine Fülle male-rischer Gestaltung im großen wie im kleinen, und selbst als ferne, im bläulichen Dunst verschwimmende Begrenzung weiter Flachländer dünken sie uns als Land der Sehnsucht, dem wir mit beflügeltem Fuß zueilen möchten. Der Geologe, der den Aufbau der Gesteinshülle des Erdballs und ihre Geschichte zum Gegenstand seiner wissenschaftlichen Arbeit gemacht hat, findet im Gebirge tiefe Einblicke in die Gesteinwelt und ihre Lagerungsverhältnisse, während die meist von jungen, lockeren Gesteinsmassen aufgefüllten Ebenen ihm zwar auch interessante Probleme zur Lösung aufgeben, aber doch der in jeder Hin-sicht bedeutenden Mannigfaltigkeit anziehender Forschungs-aufgaben ermangeln, die die Gebirge aufweisen. So prägt sich für den Geologen fast von selbst das Wort „Gebirgs-kunde“ für die Lehre von der Gesamtheit aller geologischen Erscheinungen, die sich in den Gebirgen offenbaren, soweit sie mit der Entstehung, dem Bau und der Oberflächengestalt der Gebirge sowie mit ihrer Verbreitung und Anordnung auf der Erde zusammenhängen.

In diesem Sinne bezeichnen wir den Inhalt dieses Buches als Gebirgskunde, d. h. als die Wissenschaft von der äußeren Gestalt, dem inneren Bau, der Entstehung und Einteilung, dem Werden und Vergehen und der geographischen Verteilung der Gebirge und den Gebirgsbildungen im Laufe der Erdgeschichte.

„Gebirge“ ist zunächst ein geographischer Begriff. Man könnte daher vielleicht unter Gebirgskunde auch das gesamte geographische Wissen von den Gebirgen verstehen wollen. Aber das Wort ist bisher in diesem Sinne selten verwandt¹⁾, und es erscheint berechtigt, es nunmehr in unserem Sinne für ein Gebiet der geologischen Wissenschaft einzuführen, das Teile der dynamischen, der regionalen und der historischen Geologie in sich vereinigt²⁾.

b. Gebirge.

Im ursprünglichen Wortsinne und vom erdkundlichen Standpunkte aus bezeichnet der Begriff Gebirge eine ausgedehnte, unebene Aufragung der Erdoberfläche. Ein Gebirge ist eine größere Unebenheit der Erdoberfläche, die sich über ihre Umgebung erhebt³⁾. Der Sprachgebrauch rechnet Unebenheiten von so verschiedener Ausdehnung zu den Gebirgen,

1) Ich fand es nur als Gesamttitel für mehrere Aufsätze im II. Bande der Wissenschaftlichen Veröffentlichungen des Vereins für Erdkunde in Leipzig, wo es auf dem Titelblatt heißt „Zur Gebirgskunde, vorzüglich Beobachtungen über Höhengrenzen und Höhengürtel“. Über das Vorkommen des Wortes in der älteren geographischen Literatur habe ich keine Untersuchungen angestellt.

2) In A. TORNQUISTS „Geologischer Formations- und Gebirgskunde“ ist der Inhalt des Begriffes „Gebirgskunde“ nicht genau umschrieben. Nach dem ganzen Inhalt des Buches dürfte der Verfasser darunter in erster Linie den Bau der jetzigen und der früheren Gebirge verstanden wissen wollen.

Im Anfange des 19. Jahrhunderts gebrauchte man das Wort „Gebirgskunde“ als Synonym für „Geognosie“. Damals sprach man auch noch von Steinkohlengebirge, Grauwackengebirge usw. und meinte damit „Formationen“. (S. z. B. C. F. JASCHE, Das Wissenswürdigste aus der Gebirgskunde in tabellarischer Form. Erfurt 1816.)

3) Es gibt zahlreiche Definitionen für „Gebirge“ und es ist nicht uninteressant, ein paar derselben einander gegenüberzustellen:

PENCK, Morphologie der Erdoberfläche, II, S. 327 schreibt: „Jene unebenen Strecken Landes mit einem anschaulichen Wechsel der Höhen und Tiefen, welche ringsum gegenüber ihrer tieferen Umgebung abfallen, werden Gebirge genannt.“

WAGNER, Handbuch der Geographie, 8. Aufl., S. 360: „Mehr oder weniger gegen einander geneigte Flächen setzen die Geländeformen zusammen. Zwei wesentliche Gegensätze treten uns hierbei sofort entgegen: Einmal weite Gebiete mit äußerst geringem Wechsel der Oberflächenneigung, sodann solche mit starkem Wechsel auf kleinem Raum. Die ersteren pflegt man seit Alters Ebenen zu nennen, die anderen Gebirge, obwohl streng genommen beides nur Grenzformen innerhalb zweier sich gegenüberstehender Gattungen sind.“ — Man kann nicht sagen, daß dies eine scharfe Definition sei. Zieht man eine solche aus WAGNERS

daß sich keine Regeln darüber aufstellen lassen, welcher Flächeninhalt das niedrigste Maß für ein Gebirge darstellt. Das Siebengebirge am Rhein und der Himalaya, der Kaiserstuhl in der oberrheinischen Tiefebene und die Alpen, das Albanergebirge und der Ural (Abb. 1) — diese Gegenüberstellungen zeigen aufs deutlichste, daß sich die Abgrenzung des „Gebirges“ von „Hügelland“ und „Berggruppe“ nach der Größe und der Höhe nicht durchführen läßt, und daß es sogar schwer ist, eine Mindestzahl von Gipfeln anzugeben, die für den Begriff eines Gebirges erforderlich ist. Es liegt das eben daran, daß die Wissenschaft das Wort Gebirge dem Sprachschatz des täglichen Lebens entnommen hat, und daß es deshalb unmöglich ist, das Wort auf bestimmte Schwellformen der Erde zu beschränken. Die Vielseitigkeit der Anwendung des Wortes Gebirge geht schon daraus hervor, daß er nicht nur für ein Ganzes, sondern auch für seine Teile angewandt wird: Wir sprechen vom Alpengebirge, belegen aber auch seine einzelnen Teile mit Namen wie „Adulagebirge“, „Karwendelgebirge“, „Wettersteingebirge“.

Nicht immer ganz folgerichtig verfährt man auch bei der Unterscheidung von Hochplateaus und Gebirgen. Aus ihrer Umgebung betrachtet können auch erstere als Gebirge erscheinen; auf ihren Hochflächen aber lassen sie jene unruhige Geländegestaltung vermissen, die uns zwar nicht als wesent-

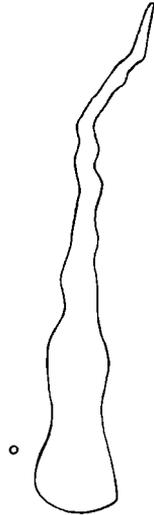


Abb. 1. Umriß des Urals und des Albanergebirges im gleichen Maßstab, um den Größenunterschied zu zeigen.

Sätzen heraus, so müßte sie etwa lauten: Gebirge sind (weite) Gebiete mit starkem Oberflächenwechsel auf kleinem Raum.

Bei v. SEYDLITZ, Handbuch der Geographie (1908), S. 651 wird definiert: „Unter einem Gebirge versteht man eine zusammenhängende, mehrere Berge umfassende oder tragende und durch Täler zerklüftete Erhebungsmasse.“

BRÜCKNER, HANN, HOCHSTETTER, POKORNY, Allgemeine Erdkunde, 5. Aufl., Bd. II, „Die feste Erdrinde und ihre Formen“, S. 350: „Gebirge sind ausgedehnte, hochgelegene und zugleich durch einen lebhaften Wechsel der Höhen ausgezeichnete Teile der Landoberfläche, die sich mehr oder minder deutlich gegen ihre tiefer liegende Umgebung absetzen.“

SUPAN, Physische Erdkunde, 6. Aufl., S. 630 definiert die Gebirge als ausgedehntere Erhebungen.

lichstes, aber doch als wichtiges Kennzeichen der Gebirge erscheint.

Die Geologie kommt von ihrem Standpunkt aus zu einer anderen Begriffsbestimmung für „Gebirge“ als die Erdkunde. Sie faßt den Begriff zwar einerseits wie die Erdkunde morphologisch-geographisch, d. h. im Sinne der äußeren Erscheinungsform, andererseits muß sie aber auch solche Gebiete der Erde, in denen früher einmal Gebirgsbildung stattgefunden hat, sowie diese Gebirge vergangener erdgeschichtlicher Zeitalter selbst, einerlei ob sie jetzt noch morphologische Erhebungen bilden oder nicht, als Gebirge bezeichnen. Die Geologie nennt also z. B. nicht nur die Alpen ein Gebirge, sondern auch z. B. jenes Faltengebirge der Steinkohlenzeit, das das mittlere Europa in bedeutender Breite durchzog, sehr bald stark erniedrigt und abgetragen wurde und heute nur bruchstückweise sichtbar ist, und zwar infolge sehr viel späterer Vorgänge, die diese Teile des alten Gebirges nach langer Versenkung wieder emporsteigen ließen und wieder zu Gebirgen in morphologischem Sinne machten (vgl. S. 62, 63, 107). Geologisch gesprochen sind also auch Gebiete mit innerem Gebirgsbau aber ohne äußere Gebirgsform Gebirge. Als Beispiel diene der Ostabfall des Ural. Seine N.-südlich gerichteten Falten hören nicht an seinem morphologischen Ostrand auf, sondern setzen sich noch weit in das sibirische Flachland fort (Abb. 2), wo sie dann von jungen, flachlagernden Schichten überlagert werden.

Man hat wohl Gebiete, deren Gebirgsnatur nicht in der Form, sondern nur im inneren Bau zutage tritt, als „Gebirgsland“ bezeichnet, doch ist dieser Name mehrdeutig, indem man auch gebirgige Teile der Erdoberfläche im Gegensatz zum Flachland mit dieser Benennung belegt oder auch ein Land, das stark von Gebirgen erfüllt ist, so bezeichnet. So spricht man vom „mitteldeutschen Gebirgsland“ im Gegensatz zur norddeutschen Tiefebene und von der Schweiz als einem Gebirgsland. E. SUSS nennt sowohl äußerlich verschwundene als auch jetzt noch bestehende Gebirge „Bau“. Von KALKOWSKY stammt für die verschwundenen die Bezeichnung „aphane Gebirge“.

Bei den Gebirgen der Vorzeit ist es nicht immer leicht zu entscheiden, ob man ihnen diese Bezeichnung mit vollem Recht geben kann. Deutlich erkennbar und manchmal auch

begrenzt sind die alten Faltengebirge; während die alten Bruchgebirge keine so große Rolle spielen. Jene hat man daher auch mit individuellen Namen belegt, wie Sahariden kaledonisches Gebirge, armorikanischer Gebirgsbogen.

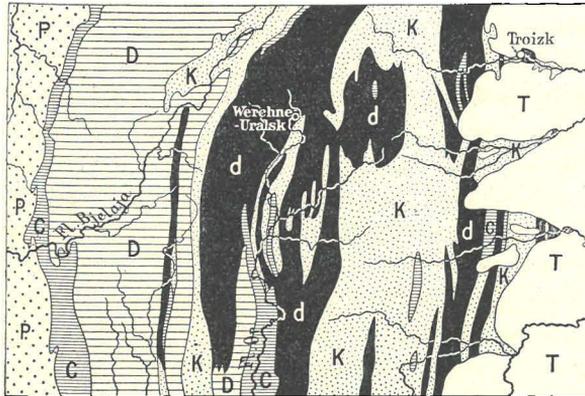


Abb. 2. Geologische Übersichtskarte des südlichen Urals zwischen dem 52. und 54. Breitengrade. *K* Kristalline Schiefer, *D* Devon, *d* Diabas und Diabastuff, *C* Steinkohlenformation (Karbon), *P* Perm. Diese Gesteine bilden in N-S-Richtung verlaufende Falten, die durch Abtragung mehr oder weniger zerstört sind. Der orographische Ostrand des Ural liegt etwa bei Werchne-Uralsk. Er fällt nicht mit der Ostgrenze der Faltung zusammen. Diese reicht weiter nach Osten und bleibt sichtbar, bis sie unter der Bedeckung durch horizontale Tertiärschichten (*T*) verschwindet. Nach KAYSER.

II. Das Baumaterial der Gebirge.

Die Gebirge sind Teile der festen Erdkruste, der Gesteinshülle der Erde, und an ihrem Aufbau beteiligen sich alle drei Gesteinsgruppen, die die Gesteinskunde unterscheidet, die Eruptiv-, die Schichtgesteine und die kristallinen Schiefer.

Die Eruptivgesteine entstehen durch Erstarrung aus dem glühenden Gesteinsschmelzfluß, der aus dem Erdinnern emporsteigt und die Gesteinshülle durchbricht oder sich in sie einzwängt, wobei er entweder in der Tiefe stecken bleibt und unter einem Dach und Mantel aus anderem Gestein erstarrt („Tiefengesteine“, Beispiel: Granit), oder bis an die Oberfläche

gelangt und aus Vulkanen und Spalten als lockere Auswurfsprodukte oder als Lava und in Form von Strömen, Decken usw. zutage tritt („Ergußgesteine“, Beispiel: Porphyr, Basalt). Die Eruptivgesteine bestehen vorwiegend aus kristallisierten Mineralien. An der Gebirgsbildung nehmen sie teils passiv teil (z. B. Granit des Mont Blanc-Massivs an der Entstehung der Alpen, Diabase des Rheinischen Schiefergebirges an der Gebirgsbildung der Steinkohlenzeit), teils entstehen sie im Anschluß an und wohl auch im ursächlichen Zusammenhange mit der Gebirgsbildung (karbonische Granite und variscische Gebirgsbildung, Serpentine und Alpenfaltung), teils führt ihre Bildung zur Gebirgsentstehung („vulkanische Gebirge“, z. B. Albanergebirge).

Die Schichtgesteine entstehen aus der Zerstörung anderer Gesteine, namentlich vermöge der mechanischen und chemischen Tätigkeit des Wassers. Erstere befördert die durch die mannigfachen Kräfte der Verwitterung entstandenen Produkte und lagert sie wieder ab. Zu den durch die mechanische Gesteinszerstörung entstandenen Schichtgesteinen gehören Gerölle, Sand, Schlamm, die durch Verfestigung zu Konglomeraten, Sandstein und Schieferton werden. Die vom Wasser in gelöster Form transportierten Stoffe werden infolge von Konzentration der Lösung (Gips, Salz u. dgl.) oder durch Tätigkeit der Organismen (Kalk) ausgeschieden. Im Gegensatz zu der Massigkeit der Eruptivgesteine tragen die Schichtgesteine das Kennzeichen der Entstehung und dauernden Absonderung in plattigen Körpern von geringer Dicke, aber bedeutender Seitenausdehnung („Schichten“) (Abb. 3).

Die kristallinen Schiefer sind Eruptiv- und Schichtgesteine, die durch Hitze und Druckwirkung umgewandelt sind. Die kristallisierten Mineralien, aus denen sie bestehen, besitzen eine gewisse Parallelität der Anordnung (Schieferung). Beispiel: Gneis.

Mit der Erforschung der Gesteine beschäftigt sich die Gesteinslehre oder Petrographie. Sie ist nicht Sache der Gebirgskunde.

Betrachtet man nur denjenigen Teil des Gebirges, der sich über die Umgebung erhebt oder der über den tiefsten Talsohlen liegt, so können die Gebirge entweder nur aus der einen Gruppe von Gesteinen oder aus mehreren derselben be-

stehen. So kann ein vulkanisches Gebirge ganz aus Eruptivgesteinen, ein einfaches Faltengebirge ganz aus Schichtgesteinen aufgebaut sein. Aber in der Tiefe können unter den Eruptivgesteinen des vulkanischen Gebirges Schichtgesteine liegen, und unter Schichtgesteinen wird man überall auf der Erde in der Tiefe die allverbreiteten kristallinen Schiefer antreffen. Zieht man nur den aufragenden Teil der Gebirge in Betracht, so kann man die nur aus einer Gesteinsgruppe bestehenden „einfachen“ Gebirge und die aus mehreren bestehenden „zusammengesetzten“ Gebirge unterscheiden. Beispiele sind der Schweizer Kettenjura (Abb. 58) und die Alpen (Abb. 71).

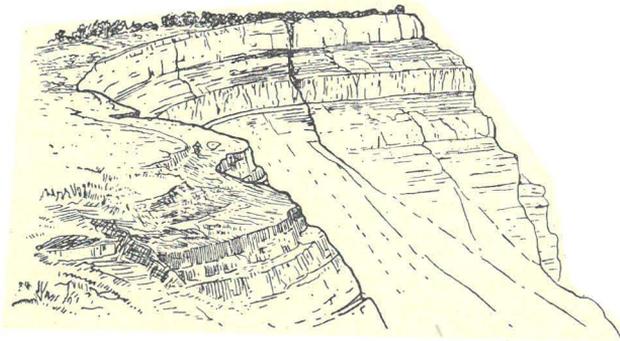


Abb. 3. Schichten. Die härteren springen gesimsartig vor und sind steiler geböschet als die weichen. Nach WEED.

III. Die Teile des Gebirges und seine Gliederung.

Unter dem Relief eines Gebirges versteht man die Gesamtheit seiner Oberflächengestaltung. Dasselbe kann reich gegliedert oder einförmig, kühn oder einfach sein. Als Basis bezeichnet man den von der unteren Grenzlinie des Gebirges umschlossenen Flächenraum, den Beginn des Anstieges der Erhebung an der Grenze der mehr oder weniger flachen Umgebung des Gebirges als Gebirgsfuß oder Gebirgssaum. Das Land vor (vgl. S. 49) dem Gebirge nennt man Vorland

(vgl. S. 116). Der Fuß eines Gebirges ist keineswegs immer scharf, sondern kann durch Hügel im Vorlande, durch Schuttkegel, die aus dem Gebirge hervorkommen, oder durch eine unebene Umgebung des Gebirges verwischt sein oder auch wegen eines ganz allmählichen Anstieges fehlen. Letzteres gilt z. B. von der Ostseite des Schwarzwalds, während auf der Westseite ein deutlicher Fuß vorhanden ist. Ferner kann durch langsam an Höhe zunehmende Vorberge vor dem Gebirge die

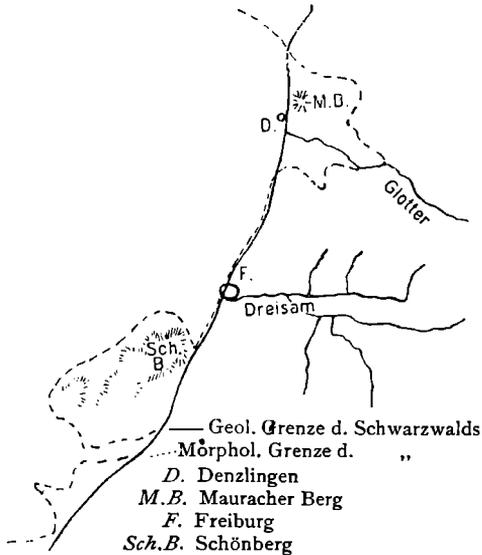


Abb. 4. Der Rand des Schwarzwaldes bei Freiburg i. Br. Die geologische und die morphologische Grenze des Gebirges haben verschiedenen Verlauf.

feststellung, wo der Gebirgsfuß liegt, erschwert oder unmöglich gemacht werden. Es möge bei dieser Gelegenheit auch erwähnt werden, daß, wie wir übrigens schon gesehen haben (vgl. Abb. 2), die morphologische und die geologische Grenze sich keineswegs immer decken, indem morphologische Vorberge geologisch zum Gebirge gehören und morphologische Gebirgssteile geologisch zu Vorbergen. Als Beispiel für einen scharfen Gebirgsfuß diene der nördliche Harzrand, als Beispiel für einen unscharfen der Rand des Schwarzwaldes bei Freiburg (s. Abb. 4). Der Mauracher Berg bei Denzlingen nördlich von Freiburg gehört geologisch zum Schwarzwald, ist morphologisch ein Vorhügel des Gebirges; der Schönberg südlich von Freiburg ist geologisch dem Schwarzwald fremd, gehört aber nach seiner Höhe noch zum Gebirge.

Als Gebirgssockel bezeichnet man den unterhalb der mittleren Talbodenhöhe gelegenen unteren Teil des Gebirges. Unter dem Abfall eines Gebirges versteht man die mehr oder weniger gegliederte Fläche, die sich von seinen am Oberrande gelegenen Höhen zu seinem Fuß herabsenkt. Dieser Abfall

kann eine sehr verschieden steile Böschung haben (z. B. steiler Ost- und flacher Westabfall der Vogesen), und kann entweder eine fast einheitliche Fläche (z. B. Südabfall des Wiehengebirges) oder durch Täler, Vorsprünge, Schluchten, Felsen usw. sehr unregelmäßig gestaltet sein (z. B. Nordabfall der Alpen in der Zentralschweiz).

Täler nennt man die langgestreckten, relativ schmalen Hohlformen in den Gebirgen. Sie führen aus dem Gebirge heraus oder endigen in ihnen selbst in geschlossenen Hohlformen von verschiedenstem Umriß (Wannen). Nach der

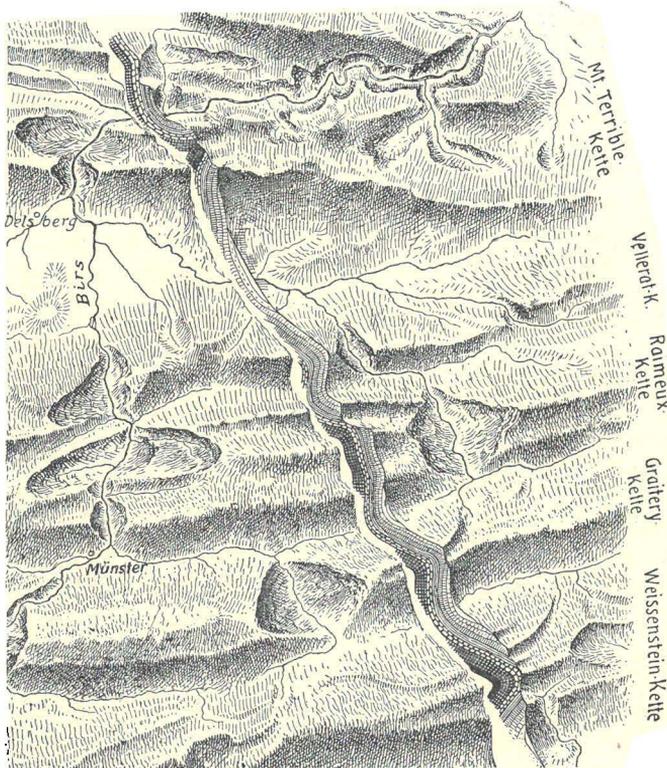


Abb. 5. Perspektivische Ansicht eines Teiles des Schweizer Kettenjura. In der Mitte ist ein Schnitt durch das Gebirge gelegt und sind die beiden Hälften etwas auseinandergerückt. Auf der sichtbaren Schnittfläche ist das geologische Profil eingezeichnet, um die Beziehungen zwischen dem Gebirgsbau und der Oberflächen-gestaltung zu zeigen. Die Faltensattel bilden die Kämme oder Ketten, die Mulden die Längstäler. Mehrere der Wasserläufe dagegen durchbrechen die Ketten in Quertälern, z. B. die Birs in ihrem Oberlaufe. Die Falten sind durch die Erosion angegriffen. Es sind auch in den Schenkeln der Falten Längstäler in der Aus-bildung begriffen. Nach STEINMANN.

Lage zur Gebirgserstreckung spricht man von Längs- und Quertälern (Abb. 5).

Die langgestreckten Erhebungen zwischen den Tälern heißen (Gebirgs-)Kämme. Dieselben können gerade oder gebogen sein (Abb. 6, 7). Kammrücken sind sanft gewölbte, Gräte dagegen scharfe Kämme. Eine Kette ist eine in der Längsrichtung des Gebirges verlaufender Kamm von bedeutender Länge (Abb. 5). Die einzelnen Erhebungen des Gebirges, die allseitig von Hohlräumen begrenzt

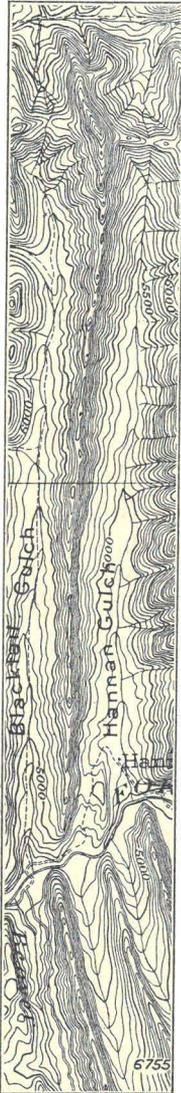


Abb. 6.
Gerader Kamm.

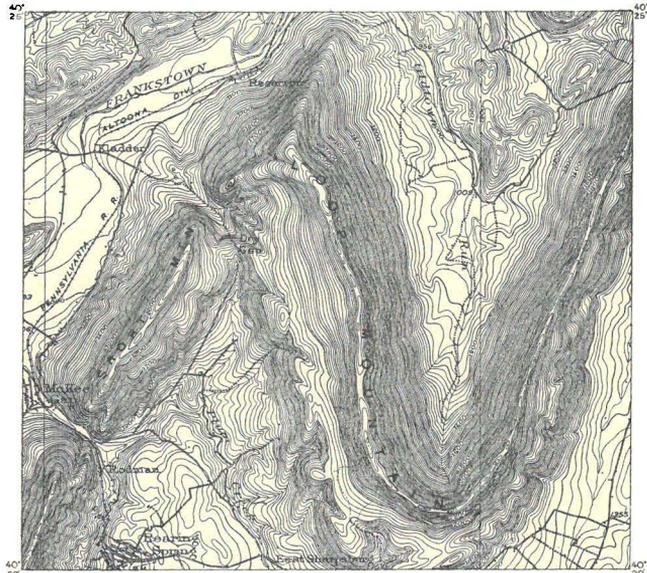


Abb. 7. Gewundener Kamm.

werden, nennt man Berge, besser Gipfel (Abb. 70), eine Bezeichnung, die aber auch für den höchsten Punkt eines Berges oder eines Kammes angewandt wird. Eine andere Bezeichnung für den höchsten Punkt eines Berges oder eines Gebirges ist Scheitel. Auch spricht man von dem Kamm eines Gebirges im Sinne der Linie seiner höchsten Erhebung. Manchmal, aber längst nicht immer, ist die Wasserscheide identisch mit dem „Kamm“ in diesem Sinne. Sehr zahlreich sind die Bezeichnungen für die Gipfel der Gebirge: Berg,

Spitze, Horn, Turm, Kegel, Kopf, Kuppe, Nadel, Belchen, Pik usw. Bei der Wahl dieser Ausdrücke spielt zum Teil die Form des Gipfels eine Rolle: Kuppe, Belchen wird für gerundete, Spitze, Nadel für scharfe Gipfformen angewendet.

Einsenkungen in einem Kamm heißen Sattel, Paß, Joch und, wenn sie eng und die Hänge des Kammes steil sind, Scharfe.

Kämme mit Scharten heißen Schartenkämme, ohne solche Mauerkämme.

Vom Ende eines Gebirges spricht man in erster Linie bei langgestreckten Gebirgen, also Kamm- und Kettengebirgen (vgl. S. 13, 14). Dies Ende kann durch ein ganz allmähliches Ausklingen oder einen scharfen Abbruch (Ostalpen) oder durch eine Zerteilung und Auflösung herbeigeführt werden.

Für die morphologische Gliederung der Gebirge, ihre Zerlegung in einzelne Abschnitte, sind die Tiefenlinien, d. h. die Täler und Pässe, maßgebend. Eine Gebirgsgruppe ist ein von Talsohlen oder Pässen begrenztes Gebirgsstück. Man zerlegt z. B. die Alpen in West- und Ostalpen. Als Scheidelinie zwischen beiden wird das Rheintal vom Bodensee aufwärts bis Reichenau angenommen, dann läßt man sie durch das Hinterrheintal und über den Splügen- oder den Bernhardinpaß verlaufen (s. Abb. 8). Schon aus dieser verschiedenen Wahl geht hervor, daß die Grenze willkürlich ist, und zwar schon morphologisch; geologisch ist sie in ihrem südlichen Teil ganz unbegründet: Weder der Splügen noch der Bernhardin ist eine geologisch hervorragende Grenzlinie. West- und Ostalpen werden wieder in Gruppen zerlegt, z. B. die ligurischen, die kottischen, die graischen, die penninischen Alpen. Letztere teilt man z. B. wieder in die Combin-, Arolla-

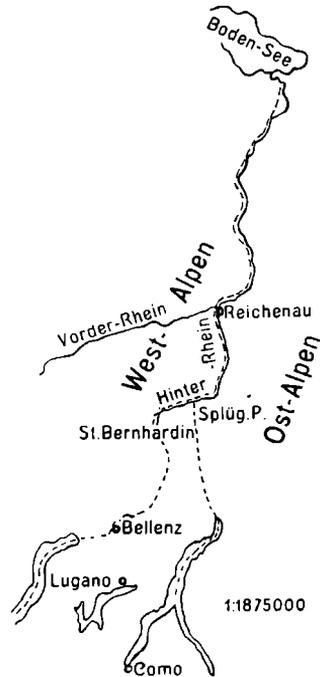


Abb. 8. Grenze zwischen West- und Ostalpen. Vom Hinterrheintal aus wird dieselbe verschieden geführt.

und Monte Rosa-Gruppe. Auch bei dieser Einteilung sind nicht geologische, sondern morphologische Gesichtspunkte ausschlaggebend. Es handelt sich also hier um dasselbe Verfahren wie bei der Abgrenzung der ganzen Gebirge.

Um das Relief und die Masse verschiedener Gebirge vergleichen zu können, errechnet man den Rauminhalt, die durchschnittliche Böschung, die mittleren Werte für die Basis-, Sockel-, Talboden-, Paß-, Kamm- und Gipfelhöhe und vergleicht nun die bei den verschiedenen Gebirgen gewonnenen Ergebnisse. Man gewinnt z. B. die mittlere Gipfelhöhe eines Gebirges durch die Addition möglichst vieler Werte von Gipfeln und dividiert die Summe durch die Zahl der gemessenen Punkte. Unter der „Kammhöhe“ versteht man die mittlere Höhe des Gebirgskammes in engerem Sinne und gewinnt sie aus den Höhenzahlen möglichst vieler Punkte des Kammes, hohen und niedrigen. Die Gipfelhöhe der Alpen wird z. B. zu 4000, die Kammhöhe zu 2300, die Paßhöhe zu 2000 m angegeben.

VI. Gebirgssysteme.

Als „Gebirgssystem“ bezeichnet man geographisch eine Mehrzahl von Gebirgen, die benachbart oder in einem geographisch (morphologisch, landschaftlich oder politisch) umgrenzten Raum vereinigt sind. Wegen ihrer Lage innerhalb desselben geographischen Gebietes und wegen ihrer spiegelbildlichen Gleichheit faßt man Vogesen—Hardt und Schwarzwald—Odenwald als „oberrheinisches Gebirgssystem“ zusammen. Als „Mitteldeutsches Gebirgssystem“ vereinigt man Gebirge von sehr verschiedenem Bau und mannigfacher Entstehung wegen ihrer Lage in demselben politischen Bezirk und im Gegensatz zur norddeutschen Tiefebene. Auch wegen der gleichen Richtung faßt man wohl Gebirge als Systeme zusammen. So vereinigte LEOPOLD V. BUCH die nordwestdeutschen Gebirge nach der vorherrschenden Längsrichtung als das „nordwestliche System“.

Als „Gebirgsknoten“ bezeichnet man eine Vereinigung von mehreren Gebirgen oder Ketten von der Art, daß die Gebirge von diesem Punkte ausstrahlen (Beispiel Pamir).

V. Die Einteilung der Gebirge.

Je nachdem man geographische oder geologische Gesichtspunkte zu Grunde legt, d. h. je nachdem man als Unterscheidungsmerkmale die äußeren Eigenschaften oder die Art der Entstehung wählt, kann man die Gebirge sehr verschieden einteilen und gruppieren. In diesem Buche wird uns naturgemäß die geologische Einteilung mehr beschäftigen als die geographische, über die vorweg einige Angaben gemacht werden sollen.

a. Die geographische Einteilung der Gebirge.

Vom geographischen Standpunkte aus kann man die Gebirge nach ihrer Form, ihrer Höhe, ihrer Lage zu ihrer Umgebung, nach ihrer Vegetation usw. einteilen.

1. Morphologische Einteilung.

Morphologisch, d. h. nach der Gesamtgestalt, kann man folgende Gebirgstypen unterscheiden:

A. Kammgebirge. Dies sind langgestreckte Gebirge mit einem ausgesprochenen Hauptkamm (Abb. 9). Sie besitzen bei bedeutender Länge eine geringe Breite und bestehen auf lange Strecken aus einem einzigen Kamm mit zum Teil wenig gegliedertem Abfall. Ein Kammgebirge ist auch der Thüringer Wald (Abb. 101), der aber verhältnismäßig schon größere Breite besitzt als das typische Kammgebirge, wie z. B. das Wiehen- und Wesergebirge eins ist.

B. Rückengebirge sind ebenfalls langgestreckte Gebirge, die aber weniger einen scharfen Hauptkamm besitzen als vielmehr in einem breiten Rücken kulminieren, wie z. B. die Vogesen.

C. Kettengebirge sind langgestreckte Gebirge mit mehreren, auf längere Erstreckung verfolgbaren Kämmen, Rücken oder Ketten, die einen

kleineren oder größeren Teil des Gebirges der Länge nach durchziehen (Abb. 5 u. 57), um sich dann zu verflachen und durch andere, neu auftauchende Ketten ersetzt zu werden, oder um sich durch Gabelung zu verzweigen oder sich mit anderen Ketten zu vereinigen.

Abb. 10. Geologische Karte des Kaukasus. Nach der Internationalen geologischen Karte von Europa.

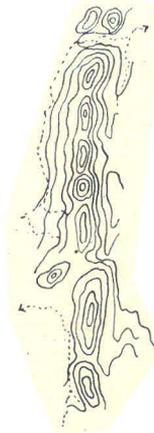
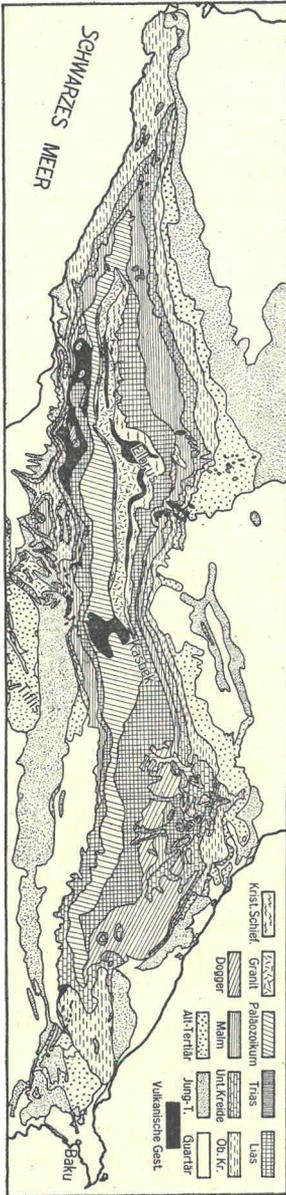


Abb. 9. Ein Kammgebirge (Chrebet Malkinskii, Kamtschatka.) Nach BOGDANOWITSCH.

Auch in den Einzelheiten sehr mannigfaltig gestaltete, nur stellenweise deutliche Kettenbildung aufweisende Gebirge von ausgesprochener Längserstreckung wie die Alpen nennt man Kettengebirge.

Es gibt gradlinig (Beispiel: Kaukasus, Abb. 10) und bogenförmig („Gebirgsbogen“, Beispiel: Himalaya) verlaufende Kettengebirge. Ein „Gebirgsrost“ oder „Rostgebirge“ ist ein verhältnismäßig breites Kettengebirge mit paral-

laurende Kettengebirge. Ein „Gebirgsrost“ oder „Rostgebirge“ ist ein verhältnismäßig breites Kettengebirge mit paral-

leler und mehr oder weniger geradliniger Anordnung der Ketten und Längstäler (Beispiel: Nan-schan, Abb. 13, rechts). Unter „Virgation“ versteht man das Auseinandertreten der Ketten eines Kettengebirges an dessen Ende (Abb. 11). Die Ketten spreizen sich auseinander wie die einzelnen Zweige einer Rute (virga). Unter dem „Ast“ eines Kettengebirges versteht man ein Gebirge von geringerer Ausdehnung, das sich von einem größeren abgliedert wie der Ast von einem Stamm. In diesem Sinne ist der schweizerische Kettenjura ein Ast des Alpenstammes. Schräg zur Hauptrichtung von einem Kettengebirge

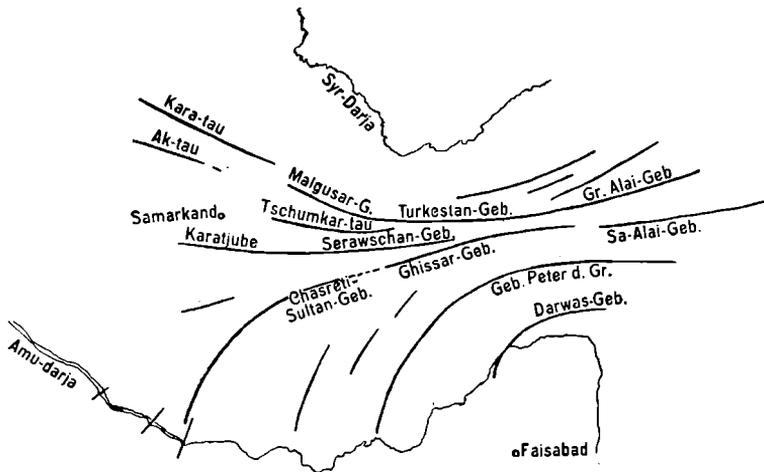


Abb. 11. Virgation der Ketten zwischen Amu- und Syr-darja. Nach E. SUSS.

abzweigende und nicht in die Hauptrichtung desselben zurückkehrende Äste sind „Kulissen“ genannt worden. Der Timan ist z. B. eine große Kulisse des Ural.

Das Wort „Scharung“ ist für verschiedene Arten der Vereinigung zweier Kettengebirge gebraucht worden. Einmal versteht man darunter die Vereinigung zweier mit der Konvexität nach derselben Seite gerichteter Gebirgsbogen mit ihren Enden (Abb. 12 unten), wie z. B. die Scharung des Karakorum und des Hindukusch und die Scharung des armorikanischen und des variscischen Gebirges im französischen Zentralplateau. Sodann wird darunter die Vereinigung zweier Gebirge unter einem

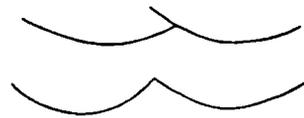


Abb. 12. Kettung (oben) und Scharung (unten) zweier Gebirgsbogen.

spitzen Winkel verstanden und z. B. vom Schweizer Jura gesagt, daß er sich mit den Alpen scharf. Zweifellos handelt es sich bei der Abspaltung eines Astes von einem Gebirgsstamm wie im letzteren Falle um etwas wesentlich Anderes als bei der Scharung wie im ersteren Falle, die auch als „Endverwachsung“ bezeichnet ist. Bei der Abspaltung des Jura von den Alpen schlägt nur ein Teil einer Zone des Stammgebirges einen anderen Weg ein, bei der Endverwachsung ist gewissermaßen das ganze Gebirge geknickt. Ein dritter Fall der Vereinigung von zwei Gebirgen, den man

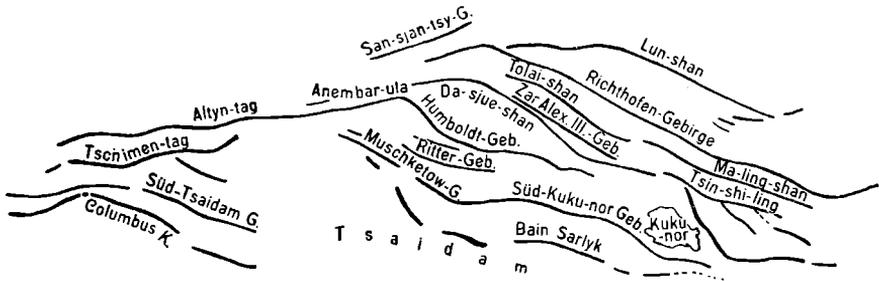


Abb. 13. Scharung des Jarkendbogens (Altyn-tag, Anembar-ula) mit dem Nan-schan. Der Nan-schan ist der Gebirgsrost, der aus den nordöstlich von Tsaidam gelegenen und NW—SO streichenden Ketten vom Bain Sarlyk bis zum Lun-shan besteht. Nach der Karte von FISCHER in SUESS' *Antlitz der Erde* III, 1.

als Scharung bezeichnet hat, ist ferner der, daß ein Gebirge von geradlinigen Streichen Ketten, die unter spitzem Winkel daran herantreten, gewissermaßen in seine Richtung zwingt. Eine genaue Betrachtung eines hierher gehörenden Beispiels, die Scharung des Nan-schan und des Jarkendbogens, zeigt, daß es sich hier im wesentlichen um eine Scharung im Sinne der girlandenförmigen Vereinigung handelt (Abb. 13)¹⁾.

Kreuzt ein Gebirgsbogen die Richtung eines anderen derart, daß der eine über das Ende des anderen fortstreicht, so stehen

1) Ich möchte vorschlagen, den Ausdruck Scharung, der sich für die girlandenförmige Vereinigung von Gebirgsbogen nach dem Vorgang von SUESS unausrotbar eingebürgert hat, für diesen Fall (die Endverwachsung SUPANS) in „Bogenscharung“ zu ändern und auf die Spitz- oder Stumpfwinkligkeit des Zusammentretens kein Gewicht zu legen, also etwa zu definieren: Bogenscharung ist das girlandenförmige Zusammentreten zweier Gebirgsbogen mit ihren Enden unter einen spitzen, rechten oder stumpfen Winkel. Als „Gabelscharung“ bezeichne ich den Zusammentritt zweier annähernd paralleler Gebirge unter einem spitzen Winkel.

die beiden Bogen in Kettung (Abb. 12 oben). So streicht der Bogen Kamtschatka-Kurilen in Kettung auf Jesso¹⁾.

D. Kuppelgebirge sind das gerade Gegenteil der Kettengebirge. Sie stellen eine einzelne größere Aufwölbung dar. Beispiel: die Black Hills in Nordamerika (s. Abb. 62).

E. Kuppengebirge weisen im Gegensatz zu den Kettengebirgen keine langgestreckten Kämmen, sondern gruppenartig angeordnete gerundete Gipfel auf. Beispiel: Siebengebirge am Rhein (Abb. 14), vulkanische Gebirge des Colorado-plateaus (Abb. 21).

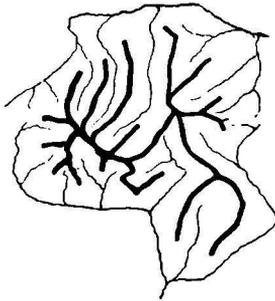


Abb. 15. Gebirgsstock. (Ötztaler Alpen). Nach SUPAN.

F. Massengebirge oder Massive sind annähernd gleich lang und breit und haben in ihren ganzen Formen etwas Ungliedertes. Beispiel: der Harz (über Massengebirge = Rumpfgebirge vgl. S. 109).

G. Ein Gebirgsstock ist ein Massengebirge mit strahlenförmiger Gliederung. Es ist ein Typus, der selten selbständig, sondern eher als Stück eines Gebirges vorkommt. Abb. 15 zeigt als Beispiel den Gebirgsstock der Ötztaler Alpen (Ostalpen).

H. Ein Plateaugebirge besitzt eine breite, mehr oder weniger ebene Oberfläche, so z. B. das Rheinische Schiefer-

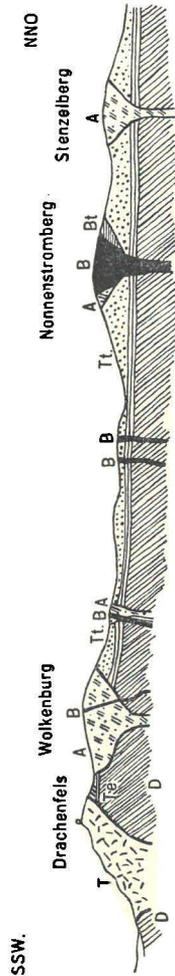


Abb. 14. Kuppengebirge. Schnitt durch das Siebengebirge bei Bonn. *D* Unterdevon, durch eine Rumpfebene abgeschnitten. *Tt* Tertiär, *E* Drachenfelsstrachyt, *Tt* Trachyttuff, *A* Andesit, *B* Basalt, *Bt* Basalttuffe. Nach LASPEYRES.

¹⁾ Es erscheint fraglich, ob es zweckmäßig ist, bei der Überwältigung eines alten Gebirges durch ein junges (z. B. der Sudeten durch die Karpathen) von Kettung zu sprechen.

gebirge. Eine solche Oberfläche nennt man ein Hochplateau. Andererseits ist nicht jedes Hochplateau ein Gebirge. Das deutsch-ostafrikanische Hochplateau z. B. kann man wegen

seiner allzu großen Ausdehnung und Geschlossenheit nicht als Gebirge bezeichnen.

I. Eine Landstufe ist ein Steilabfall von einem Hochplateau zum tiefer gelegenen Vorland. Von letzterem aus betrachtet erscheint die Landstufe wie ein mauerartiges Gebirge. Beispiele sind die schwäbische Alp und die ostafrikanische Stufe (Abb. 16).

Es ist nicht immer leicht, ein Gebirge einer dieser Kategorien mit Sicherheit zuzurechnen. SUPAN bezeichnet z. B. den Harz als plateauartiges Massiv. Durch Kombination mit den auf Grund der genetischen Einteilung erhaltenen Kategorien (vgl. S. 20) ergeben sich dann auch noch weitere Gruppen.

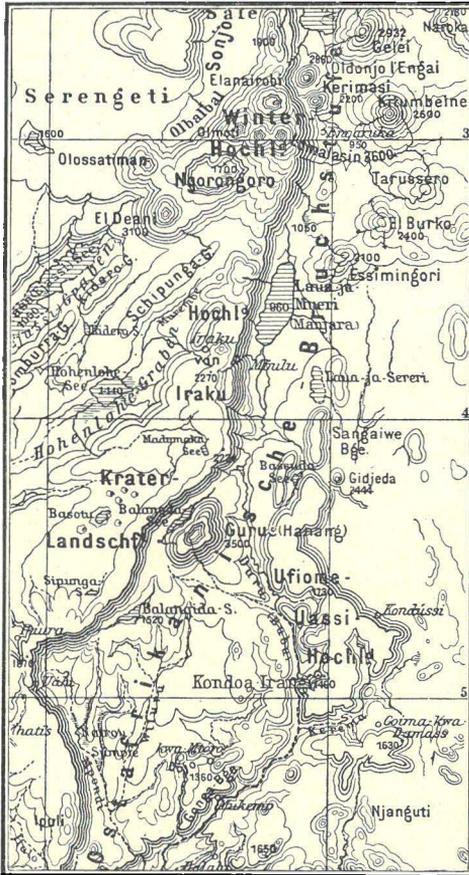


Abb. 16. Karte einer Landstufe (ostafrikanische Bruchstufe, nach H. MEYER).

Anm. Nach einer nach Abschluß des Manuskriptes erschienenen Mitteilung handelt es sich hier nicht um eine Bruch-, sondern um eine Erosionsstufe.

2. Einteilung nach der Höhe.

Nach der absoluten Höhe hat man Hoch-, Mittel- und Niedergebirge unterschieden. Die letztere Bezeichnung ist aber völlig ungebräuchlich. Als Hochgebirge bezeichnet man Gebirge mit über 1300 m Durchschnittshöhe. Mittelgebirge rechnet man von hier abwärts bis zu 600 m. Aber niemand

nennt nun ein niedrigeres Gebirge ein Niedergebirge, sondern man wird, wenn der Name Gebirge nicht mehr angebracht erscheint, von „Hügelland“ sprechen.

3. Einteilung nach der Lage zur Umgebung.

Nach der Lage zu benachbarten Geländestücken spricht man von Randgebirgen, die Hochländer umsäumen, wie z. B. die südlichen Randgebirge des Hochlandes von Iran, und von Scheidegebirgen, die Tiefländer oder Hochebenen oder Gebirgsländer voneinander abgrenzen. So ist der Jarkendbogen ein Scheidegebirge zwischen dem Tarimbecken und dem tibetanischen Gebirgsland.

4. Einteilung nach Eigenschaften, die vom Klima abhängig sind.

Typen, die auf Grund von Eigenschaften unterschieden werden, die in letzter Linie vom Klima abhängig sind, bezeichnet die Geographie als Wald-, Matten-, Schnee-, Eis-, Fels- und Schuttgebirge. Die Namen verstehen sich von selbst; ebenso ist es aber klar, daß diese Typen wohl kaum jemals reine Typen sein werden, sondern daß bei diesen Bezeichnungen nur jeweils eine hervorstechende Eigenschaft besonders herausgehoben wird.

b. Die genetische Einteilung der Gebirge.

Die Gebirge entstehen durch die endogenen, d. h. von innen, und durch die exogenen, d. h. von außen wirkenden Kräfte des Erdballs. Zu jenen gehören die vulkanischen und gebirgsbildenden Gewalten, zu diesen die Verwitterung, Abtragung, Schichtgesteinsablagerung usw. Die endogenen Kräfte erzeugen die Erhebung des Gebirges gegenüber seiner Umgebung, die exogenen modellieren die Aufragungen, schaffen einen großen Teil der Oberflächenformen und erniedrigen die Gebirge, wenn sie lange genug wirken können, bis zur völligen Abtragung. Beide Kräftegruppen arbeiten also gegeneinander¹⁾.

1) „Wir erkennen demnach“, schreibt B. COTTA (Der innere Bau der Gebirge, 1851), „in jedem Gebirge hauptsächlich das Resultat zweier entgegengesetzter Wirkungen, gewissermaßen einer positiven, bedingenden, und einer negativen, modifizierenden, einer erhebenden, Gebirge bildenden oder veranlassenden, und einer das Erhobene teilweise wieder zerstörenden.“

Nur wo das Werk der endogenen Kräfte im Übergewicht ist, entsteht und besteht ein Gebirge. Die wichtigsten nach genetischen Gesichtspunkten unterschiedenen Gruppen von Gebirgen sind:

1. die vulkanischen Gebirge,
2. die tektonischen Gebirge,
 - a) die Faltengebirge,
 - b) die Bruch- oder Schollengebirge,
3. die Erosionsgebirge.

Diese drei Kategorien sind sehr ungleichwertig in jeder Hinsicht. Die vulkanischen Gebirge werden durch die vulkanischen Kräfte aufgebaut, die tektonischen Gebirge entstehen durch Faltung und Bruchbildung in der Erdkruste. Bei den Erosionsgebirgen steht die Erosion, d. h. die Modellierung durch das fließende Wasser, im Vordergrund der Erscheinungen; aber auch bei den anderen Gebirgen ist die Erosion tätig, und wenn die Erosion die Erosionsgebirge erzeugen kann, so wird sie dazu nur durch vorausgegangene Bewegungen in der Erdkruste befähigt. Zu den tektonischen Gebirgen gehören die größten, ausgedehntesten und höchsten Gebirge. Neben ihnen spielen die beiden anderen Gruppen nur eine untergeordnete Rolle.

VI. Die vulkanischen Gebirge.

Ein Vulkanberg entsteht dort, wo ein vulkanischer Schlot Gesteinsmaterial aus dem Erdinnern an die Oberfläche schafft und um sich herum aufhäuft. Dies Material besteht vorwiegend aus dem Gesteinschmelzfluß des Erdinneren oder dessen Erstarrungsprodukten. Es ist ursprünglich im Zustande des Glutflusses. Bei den vulkanischen Explosionen wird es zerspritzt. So tritt der Schmelzfluß des Erdinneren teils als Lava aus dem Vulkan aus, teils wird er, in die Luft geschleudert und erstarrt, in Form von Bomben, Fladen, Sand und Asche ausgeworfen. Dies lockere Material kann allein oder im Verein mit Lavaströmen und -decken Vulkanberge aufbauen, deren Normalform der regelmäßige Kegel ist (Abb. 17). Lavamassen allein können ebenfalls Vulkanberge aufbauen, doch ist dieser

Fall viel seltener. Der Böschungswinkel der Vulkanberge ist von der Natur des Gesteinsmaterials abhängig und bei Lavavulkanen am flachsten.

Zum Aufbau eines regelmäßigen Kegels kommt es nicht, wenn die Lava vorwiegend in einer bestimmten Richtung abfließt oder wenn ein vorherrschender Wind die lockeren Auswurfsprodukte in einer bestimmten Richtung abtreibt oder wenn der anfangs tätige Schlot sich verstopft und ein neuer, anders gelegener an seine Stelle tritt. Dann streckt sich die Form des

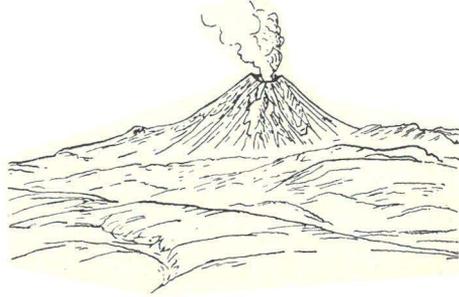


Abb. 17. Der Vulkankegel des Ngauruhoe, Nordinsel von Neuseeland. Nach ALB. HEIM.

Vulkanberges oder es baut sich neben dem ersten ein zweiter Berg auf. Auf diese Weise kann es zur Bildung von reihen- oder gruppenförmig angeordneten Vulkanberggesellschaften und zur Entstehung von vulkanischen Gebirgen kommen. Der Ätna bedeckt einen Flächenraum von 1570,5 qkm, also mehr als manches Gebirge. Man könnte ihm insofern den Namen eines Gebirges zubilligen, aber das Vorhandensein eines Hauptgipfels stempelt ihn zum „Berge“. Doppelvulkane wie

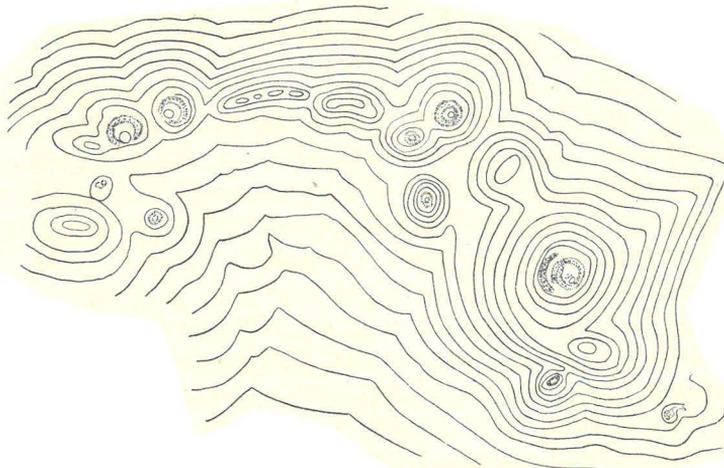


Abb. 18. Karte der Izalco-Vulkane (San Salvador). Nach SAPPER.

der Vesuv oder der Vulkan von Fogo machen ebenfalls allein noch kein vulkanisches Gebirge aus. Es müssen eben mehrere Vulkanberge zusammentreten, um ein vulkanisches Gebirge zu erzeugen (Abb. 18). Ein Beispiel für ein vulkanisches Kuppengebirge sind die Puy's der Auvergne (Abb. 19).

Die vulkanischen Gebirge nehmen den anderen Gebirgen gegenüber insofern eine Sonderstellung ein, als ihr Baumaterial, die vulkanischen Gesteine, gleichzeitig mit dem Gebirge entsteht, während sonst die Entstehung der Gesteine der Entstehung der Gebirge vorangeht. Ferner entstehen die einzelnen Gipfel eines vulkanischen Gebirges im großen und ganzen zugleich mit diesem selbst; während sie in den anderen Gebirgen

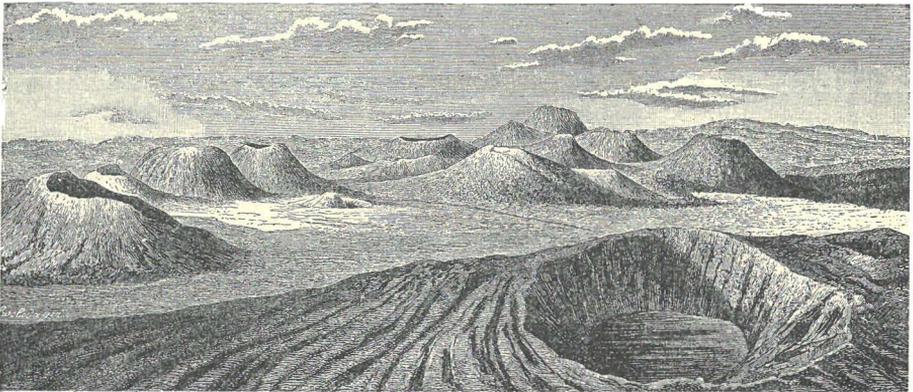


Abb. 19. Die Puy's der Auvergne. Nach POULETT SCROPE. Die Berge sind durch vulkanische Aufschüttung entstanden, ebenso die Täler als Räume, bis zu denen sich diese Aufschüttung nicht erstreckte.

erst durch die Erosion herausgearbeitet werden. Das gleiche gilt von den Tälern, die häufig direkt als freie Räume bei der Aufschüttung der Vulkanberge zwischen diesen übrig bleiben, wenn sich natürlich daneben auch Erosionstäler in vulkanischen Gebirgen ausbilden können (Abb. 19). In den tektonischen Gebirgen entstehen dagegen die Täler nur selten schon in der ersten Anlage bei der Gebirgsbildung auf tektonischem Wege, sondern meist erst nachher durch die Erosion. Bei einem Faltengebirge z. B. haben sich die Gesteine zuerst gebildet, dann entsteht durch den Faltungsvorgang das Gebirge als Erhebung gegenüber seiner Umgebung, und dann erst bewirken die exogenen Kräfte die Gipfel- und Talbildung. Bei

den vulkanischen Gebirgen entstehen Gestein, Gebirge, Berg und Tal alle zu gleicher Zeit und durch denselben Vorgang, nämlich die Ausbreitung und Anhäufung der Eruptionsprodukte an der Erdoberfläche.

Bezeichnend für die Vulkanberge und die vulkanischen Gebirge ist, daß sie einem anders gebauten Untergrunde aufgesetzt erscheinen. Dabei kann dieser Untergrund sehr verschieden gebaut und die Landschaft ein Tiefland, eine Hochebene oder ein Gebirge sein. Das ist der Ausdruck dafür, daß die vulkanischen Kräfte imstande sind, die Erdrinde unabhängig von der Beschaffenheit und Gestaltung der äußersten Erdkruste zu durchbrechen. Es kann also sehr wohl vorkommen, daß ein vulkanisches Gebiet auch ohne die Vulkanberge ein Gebirge sein würde, und es muß also jeweils genau geprüft werden, ob wirklich ein vulkanisches Gebirge vorliegt. Bei dem 6310 m hohen Chimborazo macht der vulkanische

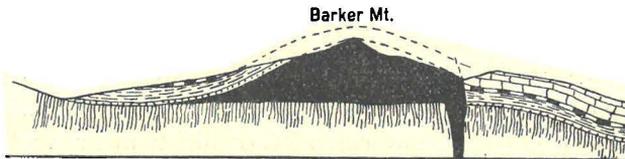


Abb. 20. Schnitt durch einen Lakkolithberg. Das Dach des Lakkolithen ist zum Teil abgetragen. Nach WEED.

Aufbau nur 2—3000 m aus. Die südamerikanische Kordillere ist auch ohne die vulkanischen Aufbauten ein Gebirge. Dagegen ist der Ssapka Klutschewskaja auf Kamtschatka ein rein vulkanischer Bau von 4900 m Höhe.

Die vulkanischen Erscheinungen werden gern in den Vordergrund der Betrachtung gestellt. Sie finden besonderes Interesse und so wählt man auch gern die Bezeichnung eines Gebirges nach ihnen, unter Vernachlässigung der etwa außerdem vorhandenen Gebirgsnatur des Untergrundes. Man spricht von der vulkanischen Kordillere Südamerikas, obwohl ihre Vulkanberge weit auseinanderstehen, und, wie schon bemerkt, die Kordillere schon ohnehin ein Gebirge ist. Man spricht von der vulkanischen Eifel, obwohl diese nur ein Teil der Eifel und diese wiederum ein Teil des rheinischen Schiefergebirges ist, das ein Faltenrumpfbirge darstellt, dem einzelne Vulkane aufgesetzt sind. Die gut erhaltenen Kratere der Eifel

sind für unsere Gegenden eine so ungewöhnliche Erscheinung, daß sie besondere Aufmerksamkeit erregen müssen und dem Gebirge einen eigenartigen, wenn auch seiner Natur nach sekundären Charakter verleihen.

Man sollte eigentlich die Bezeichnung „vulkanisches Gebirge“ nur auf Vergesellschaftungen wohl erhaltener Vulkanberge anwenden, z. B. auf die Vulkankette Kamtschatkas. Ältere Vulkangebirge sind oft erloschen, d. h. ihre Schlotte üben keine Tätigkeit mehr aus, und die exogenen Kräfte haben ihre zerstörende Tätigkeit begonnen. Dann verschwinden mit der Zeit die Kratere und die Vulkane durchlaufen die „Denudationsreihe“, bis schließlich nur noch die Austrittsstelle der vulkanischen Produkte, die „Narbe“, übrig bleibt. Auch bei solchen erodierten vulkanischen Gebirgen spricht man nicht von Erosionsgebirgen (was wohl berechtigt wäre), sondern von vulkanischen Gebirgen (bei tektonischen Gebirgen macht man es ebenso). Den Vogelsberg nennt man z. B. ein vulkanisches Gebirge. Es stammt aus einer vergangenen Periode der Erdgeschichte, der Tertiärzeit, und bedeckt eine Fläche, die etwa der des Ätna gleichkommt. Es ist tief hinab zerstört, die ursprünglichen Oberflächenformen sind nicht mehr vorhanden, also z. B. keine Kratere; aber die vulkanische Natur des Gesteines, das das Baumaterial des Gebirges darstellt, beweist, daß hier ein vulkanisches Gebirge vorhanden war, dem wir auch jetzt noch diese Bezeichnung zubilligen. Die vulkanische Entstehung ist uns wesentlicher als die spätere Abtragung. Der Kaiserstuhl in der oberrheinischen Tiefebene ist in seiner Begrenzung das Werk tektonischer Vorgänge, seine jetzigen Oberflächenformen sind das Werk der Abtragung und der Erosion; aber seine Schlotte haben in der Tertiärzeit Vulkanberge geschaffen, ein vulkanisches Gebirge aufgebaut und die Erhebung des Kaiserstuhls über die Rheinebene beruht zum Teil auf diesen vulkanischen Vorgängen, so daß man berechtigt ist, den Kaiserstuhl zu den vulkanischen Gebirgen zu rechnen. Das Siebengebirge am Rhein hat durch die von der Erosion bewirkte Herausschälung der in den Kratertrichtern erstarrten Eruptivgesteine seine jetzigen Formen erhalten (Abb. 14).

Der Vulkanismus ist im Laufe der Erdgeschichte zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten tätig gewesen.

Vulkanische Gebirge entstanden z. B. in Deutschland in der Permzeit (Thüringer Wald, Nahegebiet) und im Tertiär (Rhön, Vogelsberg, Kaiserstuhl, Siebengebirge).

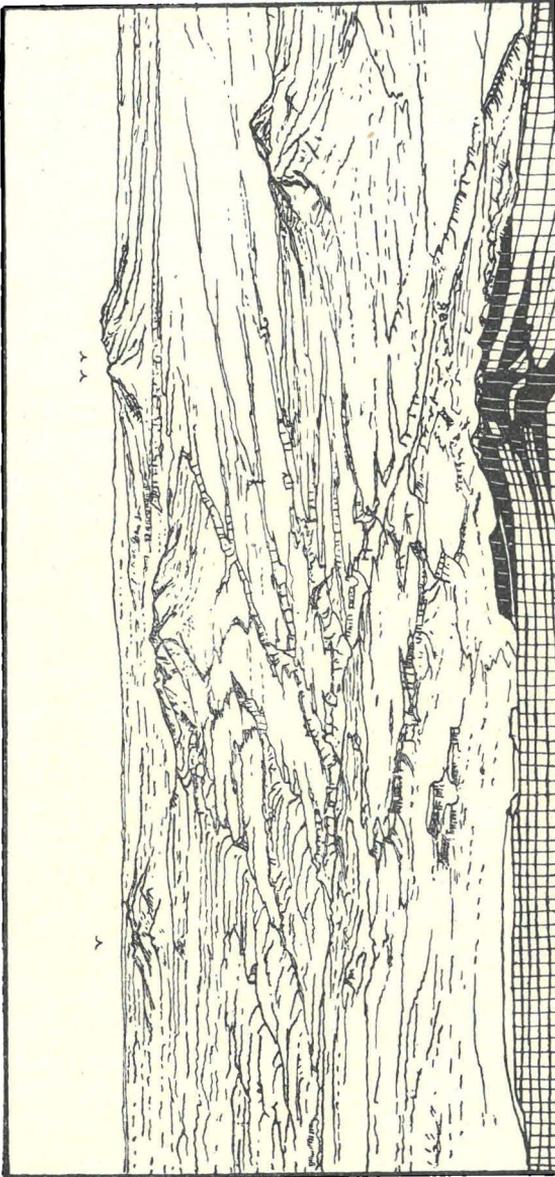


Abb. 21. Lakkolithberggruppen auf dem Coloradoplateau in Nordamerika, aus der Vogelschau. Ein Vogel schwebt über den Henry Mountains, zwei über den La Sal Mountains. Dazwischen im Mittelgrunde die Abajo Mountains, weiter vorn ganz rechts die El Late Mountains. Vorn, in einem geologischen Profil (senkrecht schraffiert) durchschnitten, die Cariso Mountains. In dem Profil sind die Schichten der Kreideformation weiß, die lakkolithische, aus Hornblendeporphyrit bestehende Eruptivmasse schwarz gehalten. Nach HOLMES.

Wegen ihrer bemerkenswerten Eigentümlichkeiten ist eine Art von vulkanischen Gebirgen noch besonders zu erwähnen,

die Lakkolithberggruppen. Ein Lakkolithberg ist eine Schichtaufwölbung, die durch eine eingedrungene Eruptivgesteinsmasse bewirkt ist, die ziemlich mannigfaltige Formen annehmen kann (Abb. 20). Diese Berge pflegen in größerer Anzahl zusammen aufzutreten, aber keine bedeutende Höhe zu erreichen. Am bekanntesten sind die dem Coloradoplateau aufgesetzten Henry Mountains und anderen Kuppengebirge (Abb. 21), mehr Berggruppen, als Gebirge. Außer ihnen finden sich im westlichen Nordamerika noch mehr solche Lakkolithberge.

VII. Die tektonischen Gebirge.

a. Einleitung.

1. Die Dislokationen.

Tektonische Gebirge sind durch Dislokationen entstanden. Dislokationen sind Lagerungsstörungen, die einen Gesteinskomplex aus der Lagerung, die er bei seiner Bildung erhalten hat, herausgebracht haben. Wenn z. B. ursprünglich horizontal abgelagerte Schichten durch Faltung die Stellung eines Gewölbes erhalten haben (Abb. 22), so ist dieser Vorgang eine Dislokation. Man wendet diesen Namen dann auch auf das Ergebnis des Vorganges an und bezeichnet also z. B. die Ge-

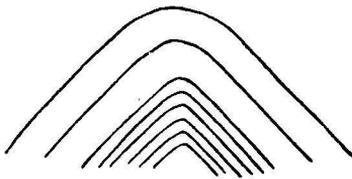


Abb. 22. Falte (Sattel). Tangentiale Dislokation. Umbiegung und zwei Schenkel.

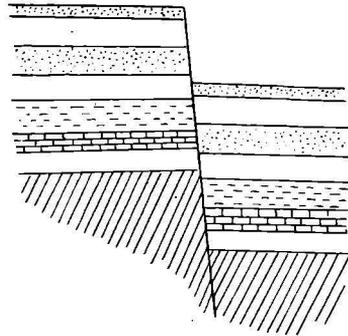


Abb. 23. Verwerfung (Bruch) in horizontal gelagerten Schichten. Radiale Dislokation. Links Hochscholle, rechts Tiefscholle. Bruchstufe.

wölbefalte selbst ebenfalls als Dislokation. Wird eine Reihe horizontal gelagerter Schichten durch einen Bruch zerrissen und sinkt an diesem Bruch der eine Teil der Schichten ab, so daß er dem stehengebliebenen gegenüber eine tiefere Lage

erhält (Abb. 23), so liegt gleichfalls eine Dislokation vor. Man bezeichnet auch die Bruchfläche (und auch den linienförmigen Schnitt dieser Fläche mit der Erdoberfläche) als Dislokation. Dislokationen können alle Arten von Gesteinen betreffen, also Eruptiv- und Schichtgesteine und kristalline Schiefer. Selbstverständlich sind sie stets jünger als die Gesteine, die von ihnen betroffen werden. Nur innerhalb der Erdkruste sich abspielende Lagerungsstörungen nennt man Dislokationen; ein Bergrutsch ist also keine.

Die Hebung horizontaler Schichten über große Gebiete kommt nicht selten ohne Gebirgsbildung vor. Der Boden Mitteldeutschlands besteht z. B. zum großen Teil aus annähernd horizontal lagernden oder ganz schwach gefalteten Schichten des Buntsandsteins und Muschelkalkes, die sich ursprünglich unter dem Meeresspiegel abgelagert haben und jetzt beträchtlich über demselben liegen infolge „säkularer“ Hebung, festlandsbildender (epirogenetischer) Bewegungen, die vielleicht nicht prinzipiell von gewissen Dislokationen verschieden, aber doch in ihren Wirkungen von diesen oft trennbar sind.

Im Gegensatz zu den epirogenetischen Bewegungen in der Erdkruste bezeichnet man die Dislokationen als orogenetische, d. h. gebirgszeugende.

Unter den Dislokationen sind zwei Hauptgruppen zu unterscheiden, die tangentialen und die radialen. Diese Namen beziehen sich auf ihre Richtung zum Erdball. Angesichts der Kleinheit des auf einmal überblickbaren Ausschnittes der Erdoberfläche erscheinen uns die tangentialen Dislokationen als Wirkungen eines horizontalen Druckes. Radial nennen wir die Dislokationen, die die Richtung des Erdradius besitzen, also mehr oder weniger senkrecht zur Erdoberfläche stehen.

Diese beiden Gruppen der Dislokationen — man kann sie auch als Faltungen und Verwerfungen unterscheiden — treten meist zeitlich getrennt voneinander auf, oft auch örtlich. Erscheinen sie am gleichen Orte, so folgen die Verwerfungen den Faltungen.

A. Die Faltungen und Überschiebungen.

a) Falten.

Als Faltung bezeichnet man diejenige Dislokation, welche infolge eines seitlichen Druckes die Schichten in eine wellen-

förmige Lagerung gebracht hat, so daß dieselben abwechselnd auf und ab steigen. Eine „Falte“ ist ein im wesentlichen einmalig gebogener Schichtkomplex. Jede Falte besitzt eine Umbiegung und zwei Schenkel, die in den meisten Fällen miteinander einen Winkel bilden (Abb. 22). Die Schichten sind in den Schenkeln aufgerichtet oder geneigt, und wenn man

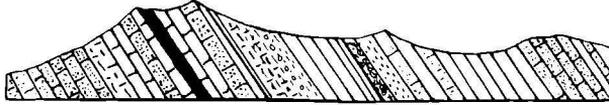


Abb. 24. Aufgerichtete Schichten. Dieselben sind nur ein Teil eines Schenkels einer Falte.

die Faltenbiegung nicht mit überblicken kann, was in der Natur wegen der Größe der Falten oder aus zufälligen Umständen oft vorkommt (oft ist auch die Umbiegung abgetragen oder sie liegt in der Tiefe der Erde), so erscheinen die Schichten nur einseitig aufgerichtet (Abb. 24); sie stellen dann in Wahrheit nur den einen Schenkel einer Falte dar (Abb. 25).



Abb. 25. Gefaltete Schichten, abgetragen. Faßt man nur einen Schenkel ins Auge, so hat man aufgerichtete Schichten vor sich. Links werden die Schichten von einer Abtragungsfläche abgeschnitten, auf die sich flach lagernde Schichten auflagen. Rechts ist ein Granitstock (G) in die Falten eingedrungen. Die abgetragenen Falten werden von einer unebenen Abtragungsfläche abgeschnitten, die auch die alte Abtragungsfläche abschneidet und auf der jungen Bildungen zum Absatz gelangt sind. Die abgetragenen Falten sind Ordovicium, die ungleichförmig auflagernden Schichten links Karbonkalk, die oberflächlichen Ablagerungen diluviale Glazialbildungen. — Profil von Hillsborough nach Dragoonhill, Irland. Nach Mem. Geol. Surv. of Ireland, Nr. 120.

Als einfachste Falte kann man theoretisch die Kuppelfalte bezeichnen, eine Aufwölbung von Schichten, die in allen Richtungen die gleichen Größenausmaße besitzt. Aber solche Falten sind in der Natur selten. Im allgemeinen haben die Falten eine größte Längserstreckung, der gegenüber die Breitenausdehnung nur gering ist.

Die Lage eines Faltschenkels im Raume wird durch zwei gerade Linien bestimmt, von denen die eine der Richtung

der größten Neigung entspricht, während die andere darauf senkrecht steht und die einzige wagerechte Gerade darstellt, die man auf einer geneigten Schichtfläche ziehen kann. Diese Richtung horizontaler Längserstreckung eines Faltenschenkels oder geneigter Schichten, also auch einer Falte, nennt man das Streichen, ein Ausdruck, den man ebenfalls auf die Hauptlängserstreckung eines Gebirges anwendet. Die Richtung

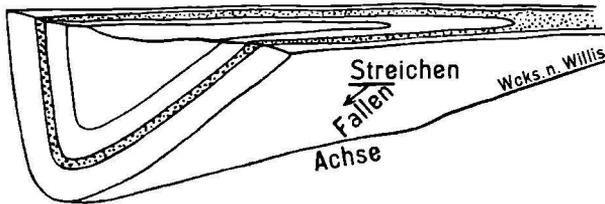


Abb. 26. Perspektivische Ansicht einer Mulde mit Angabe des Streichens und Fallens. Rechts hebt sich die Mulde heraus, so daß die Schichtgrenzen sich löffelförmig vereinigen und das Streichen ein umlaufendes wird. Die Achse steigt infolgedessen nach rechts an.

der größten Neigung nennt man das Fallen oder Einfallen (Abb. 26). Der Winkel, den das Fallen mit einer horizontalen Ebene bildet, nennt man den Fall- oder den Einfallswinkel. Er kann zwischen 0° und 90° groß sein, doch kann die Drehung, die eine geneigte Schicht erfahren hat, auch mehr als 90° betragen. Solche Schichten nennt man überkippt. Die senkrechte oder „saigere“ Schichtstellung ist nur ein besonderer Fall der Schichtaufrichtung. Horizontale Schichten haben kein Fallen und kein Streichen. Ihre Lagerung nennt man auch wohl schwebend.

Eine Falte, bei der die Schenkel von der Umbiegung wegfallen, heißt Gewölbe oder Sattel (Abb. 22), eine solche, bei der die Schenkel nach der Umbiegung hinfallen, eine Mulde (Abb. 27).

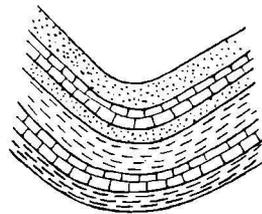


Abb. 27. Mulde.

Falten können symmetrisch sein, sind aber meistens unsymmetrisch. Bei den ersteren haben die Schenkel gleich große Fallwinkel (Abb. 22, 27), bei den letzteren verschiedene (Abb. 29). Die innerste Schicht oder die innersten nach der Gesteinsbeschaffenheit oder dem Alter zusammengehörigen Schichten nennt man den Faltenkern und unterscheidet dem-

entsprechend Sattel- und Muldenkern. Das Äußerste der Faltenbiegung heißt „Scheitel“. Eine Fläche durch die Scheitel aller einzelnen Schichten wird als Achsenebene bezeichnet. Dieselbe ist bei symmetrischen Falten mit der Symmetrieebene identisch. Faltenachse nennt man eine im Faltenkern oder Faltenscheitel gezogen gedachte Linie (Abb. 26, 28). Hat die Achsenebene eine senkrechte oder geneigte Lage, so stehen die Falten aufrecht. Unter den aufrechten Falten kann man stehende, schiefe und überkippte unterscheiden (Abb. 29). In einer überkippten Falte sind die Schichten des einen Schenkels geneigt, die des anderen um mehr als 90° gedreht (überkippt). Im letzteren liegen die älteren Schichten über den jüngeren; die Schichtfolge ist verkehrt. Der Grad der Neigung der Falte ist um so größer, je stärker der Gebirgsdruck ist, der die Zusammenstauchung der Schichten herbeigeführt hat.

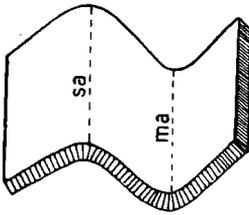


Abb. 28. Sattelachse (*sa*) und Muldenachse (*ma*).



Abb. 29. Überkippte Falte. Der Winkel, unter dem die beiden Schenkel einfallen, ist verschieden.

Sind Falten um 90° geneigt, liegt also ihre Achsenebene horizontal, so heißen sie „liegende Falten“ (Abb. 30), ihre Umbiegungen Scharniere („Sattelscharnier, Muldenscharnier“).

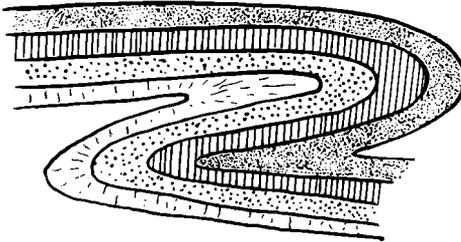


Abb. 30. Liegende Falte. Oben liegender Sattel, unten liegende Mulde. Der dem Sattel und der Mulde gemeinsame Mittelschenkel besitzt verkehrte Schichtlagerung (die ältesten Schichten oben, die jüngsten unten).

Ein Sattel besitzt mit einer benachbarten Mulde stets einen Schenkel gemeinsam (Abb. 31). Bei überkippten und liegenden Falten nennt man die Schenkel eines Sattels und der benachbarten darunter liegenden Mulde „hängenden“ oder

„Gewölbeschenkel“, „Mittelschenkel“ und „liegenden“ oder „Muldenschenkel“. Eine solche Falte zeigt drei übereinander folgende Schichtreihen, von denen die untere und die obere normal liegen (d. h. im Gewölbe- und im Muldenschenkel liegt die älteste Schicht unten, die jüngste oben), während in der mittleren das Älteste zu oberst und das Jüngste zu unterst liegt. Man spricht daher gern vom „verkehrten Mittelschenkel“ (Abb. 30).

Außer der wesentlichen einmaligen Biegung kann eine Falte auch noch Faltungen in den Schenkeln oder in der Umbiegung aufweisen. Solche Teil- oder Spezialfalten können sowohl Sättel als auch Mulden betreffen (Abb. 32). Ob eine

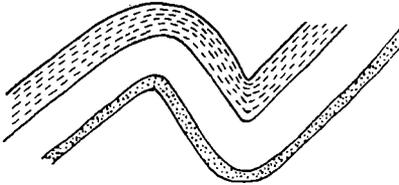


Abb. 31. Sattel und Mulde.
Gemeinsamer Schenkel.

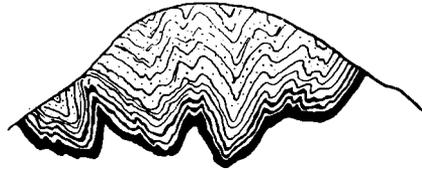


Abb. 32. Mulde mit Spezialfalten.
Nach PEACH und HORNE.

Falte selbständig oder nur eine Teilfalte ist, muß von Fall zu Fall entschieden werden. Es kann auf diese Weise zu Doppelfalten, zusammengesetzten Falten usw. kommen.

Eine im Streichen ausgedehnte Falte nennt man einen „Faltenzug“ (Abb. 33). Für diese Bezeichnung kommen in erster Linie Sättel in Frage. Ein Sattel findet ein Ende dadurch, daß er sich „ausflacht“, eine Mulde dadurch, daß sie sich „heraushebt“. An solchen Enden vereinigen sich die Schenkel miteinander und das Streichen wird „umlaufend“ (Abb. 26).

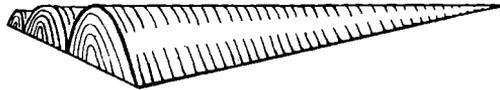


Abb. 33. Faltenzüge. Alle drei sinken im Streichen ab.

Mehrere benachbarte Faltenzüge bilden zusammen ein „Faltenbündel“ oder ein „Faltensystem“ (Abb. 34). Oft gabelt

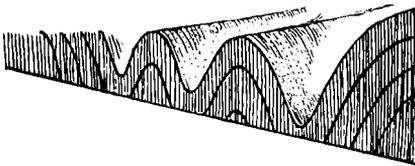


Abb. 34. Faltenbündel.

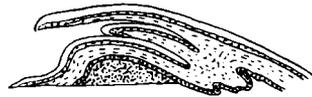


Abb. 35. Deckenhäufung. Drei Deckfalten liegen übereinander. Von den beiden oberen ist der Mittelschenkel verloren gegangen. Nach HEIM.

oder verzweigt sich ein Faltenzug, einer ersetzt den anderen und wohl nie erstreckt sich ein Faltenzug durch ein ganzes Gebirge fort (s. Abb. 57).

Eine liegende Falte, die stark nach vorn greift, heißt eine „Deckfalte“ (Abb. 75 rechts). Folgen sich mehrere übereinander, so entsteht eine „Deckenhäufung“ (Abb. 35).

β) Überschiebungen.

Bei starkem Gebirgsdruck wird oft der hangende Schenkel einer überkippten oder liegenden Falte über den liegenden vorgeschoben. Dabei pflegt eine Dehnung des Mittelschenkels einzutreten, die zu einer Verringerung der ursprünglichen Schichtmächtigkeit und oft sogar zu einer Zerreißung desselben führt. Der Gewölbchenkel gleitet über den Muldenschenkel vorwärts und verdrückt und verquetscht dabei den Mittelschenkel, so daß es schließlich zu einem völligen Ausfall des letzteren kommen kann. Auf diese Weise geht aus der überkippten Falte die „Faltenüberschiebung“ hervor (Abb. 36). Bei dieser grenzen an der Dislokationsfläche zwei Schenkel mit normaler Schichtlagerung so aneinander, daß ältere Schichten des hangenden auf jüngere des liegenden zu ruhen kommen.



Abb. 36. Faltenüberschiebung.

Eine weitere Art von Überschiebungen, die sich von der vorhergehenden durch das bedeutende Ausmaß der stattgefundenen Bewegung unterscheidet, geht aus Faltenüberschiebung in liegenden Falten hervor. Zwischen einer Deckfalte und einer solchen Überschiebung gibt es alle Übergänge. Ist der Mittelschenkel noch mehr oder weniger erhalten, so spricht man von Überfaltungsdecken, wird er stark gedehnt oder geht er bis auf geringe Reste oder ganz verloren, so nennt man den hangenden Schenkel eine „Überschiebungsdecke“ oder kurz „Decke“. Die Ausgangsstelle einer Decke, genauer gesagt ihren Sattelkern, nennt man ihre Wurzel (Abb. 35), die vordere Umbiegung ihre Stirn. Das Bezeichnende bei einer Decke ist, daß ihre ältesten Gesteine auf einer jüngeren Unterlage ruhen oder „schwimmen“. Decken können sich teilen und verzweigen (Abb. 61, 82), sie können nachträglich gebogen und gefaltet sein. Longitudinale Mulden in einer Decke nennt man Deckensynklinalen, transversale Walmulden. Von mehre-

ren übereinanderliegenden Decken brauchen die unteren nicht früher gebildet zu sein als die oberen, sondern es kann auch Deckenbildung unterhalb einer schon existierenden stattfinden. Nach Ansicht mancher Forscher gibt es auch Überschiebungsdecken, die nicht aus Deckfalten hervorgegangen, sondern auf schräg ansteigenden Flächen bewegte Erdrindenstücke sind. Jedenfalls gibt es kleinere Überschiebungen an Bruchflächen ohne Faltung (vgl. Abb. 89, bei C, C).

γ) Querverschiebungen.

Manchmal zerreißt der tangentielle Gebirgsdruck Falten an quer oder schräg zum Streichen derselben verlaufenden Bruchflächen, an denen dann eine horizontale oder leicht auf- oder abwärts geneigte Bewegung der Faltenstücke stattfindet. Eine solche Dislokation nennt man Quer- oder Transversalverschiebung oder „Blatt“ (Abb. 57). Die Blattflächen sind geschrämmt, gestreift oder glatt geschliffen („Rutschflächen“¹⁾). Ähnlich wie bei Falten gibt es „Blattbündel“ und „Blattsysteme“.

B. Die Verwerfungen.

Eine Verwerfung ist ein Bruch in der Erdrinde, durch den eine Scholle (d. h. ein Erdrindenstück) gegen eine benachbarte eine im wesentlichen vertikale Verschiebung erfahren hat (Abb. 23). Die Schollen zu beiden Seiten einer Verwerfung nennt man ihre Flügel. Es ist nicht immer feststellbar, ob bei der Verwerfung eine Auf- oder Abwärtsbewegung stattgefunden hat. Ohne Rücksicht darauf, sondern nur nach der

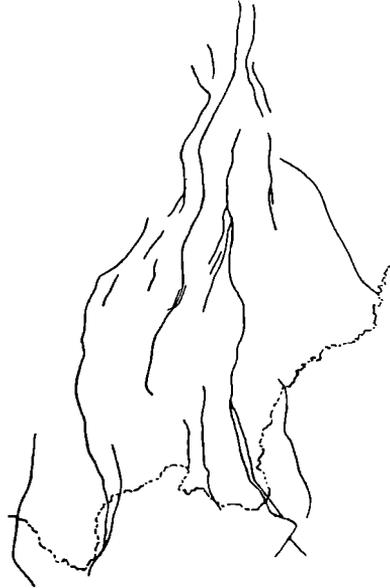


Abb. 37. Bruchbündel. Die Verwerfungen des Colorado-plateaus. Der Lauf des Colorado-Flusses ist gestrichelt. Nach DUTTON.

1) Dieser Ausdruck wird auch bei den gleichen Gebilden auf Überschiebungs-, Verwerfungsflächen usw. angewandt.

relativen Lage der beiden Schollen spricht man von dem gesenkten und dem gehobenen Flügel einer Verwerfung und bezeichnet relativ gesenkte Schollen als Tief-, relativ gehobene als Hochschollen.

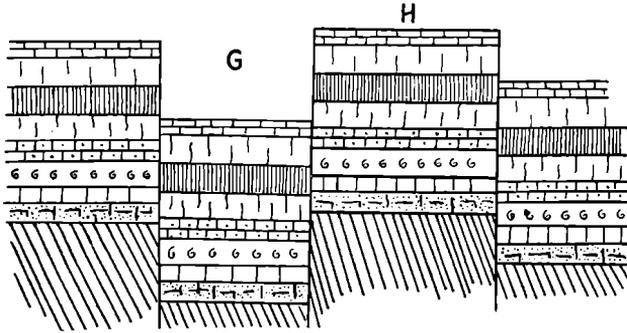


Abb. 38. Horst (H) und Graben (G).

Verwerfungen können ungefaltete und gefaltete Schicht- sowie Eruptivgesteine und kristalline Schiefer durchsetzen. Sie können senkrechte Bruchflächen darstellen, aber auch geneigt sein. Im letzterem Falle wird ihre Lage wie bei ge-



Abb. 39. Die Randverwerfungen des großen schottischen Grabens, die das Midland Valley erzeugen. Die Zähnchen zeigen nach den abgesunkenen Schollen.
Nach A. M. DAVIES.

neigten Schichten durch Streichen und Fallen bestimmt. Der Betrag der vertikalen Verschiebung an einer Verwerfung wird als ihre Sprunghöhe bezeichnet.

Sehr häufig tritt an einer Verwerfung nicht nur eine vertikale, sondern auch eine horizontale Verschiebung auf.

Verwerfungen können einzeln auftreten; sehr oft sind sie aber in größerer Anzahl vergesellschaftet, so daß „Bruch-

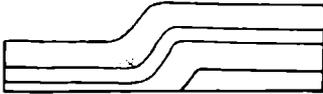


Abb. 40. Flexur.

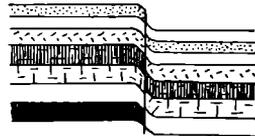


Abb. 41. Verwerfung mit geschleppten Schichten.

büschel“ und „Verwerfungssysteme“ entstehen (Abb. 37). Eine Hochscholle zwischen zwei annähernd parallelen Verwerfungen wird „Horst“, eine Tiefscholle zwischen zwei solchen ein „Graben“ genannt (Abb. 38). Horste und Gräben sind Bezeichnungen, die besonders auf Schollen von größerer Längen- als Breitenausdehnung angewandt werden. Die Karte Abb. 39 zeigt die Lage des großen schottischen Grabens.

Findet bei der Absenkung einer Scholle an einer anderen keine Zerreißung, sondern nur eine Abbiegung statt, so entsteht eine Flexur (Abb. 40). Zwischen einer Flexur und einer Verwerfung gibt es alle Übergänge, bei denen die Verwerfung mit „Schleppung“ der gesenkten Schichten einen sehr verbreiteten Dislokationstypus darstellt (Abb. 41).

Eine Verwerfung endet entweder an einer anderen Verwerfung oder dadurch, daß sie ausklingt (Abb. 42).

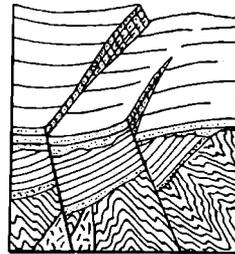


Abb. 42. Verwerfungen. Bruchstufen. Anfang einer Verwerfung. Die Verwerfungen durchsetzen Flachschiefer, aufgerichtete Schichten und in der Tiefe stark gefaltete kristalline Schiefer, die von Granitstöcken durchsetzt und von einer Rumpffläche geköpft werden. Nach W. M. DAVIS.

2. Die gebirgsbildenden Wirkungen der Dislokationen.

Wenn durch den seitlichen Zusammenschub horizontal gelagerte Schichten gefaltet werden, so tritt damit eine Hebung

der Schichten in den Sätteln ein. Hierauf beruht die gebirgsbildende Wirkung der Faltung und deshalb gehören die Faltengebirge zu den tektonischen, d. h. zu den auf dem Bau der Erdkruste beruhenden, durch Störungen in der Gesteinslagerung entstandenen Gebirgen. Eine einzelne Falte kann, wenn sie groß genug ist, bereits den Namen eines Gebirges verdienen (Abb. 62). Im allgemeinen sind aber einzelne Falten selten, die Faltengebirge enthalten meist eine Vielheit von Sätteln und Mulden, die im Streichen auf längere Strecken anhalten und meist unter Einhaltung ihrer Richtung ziemlich parallel miteinander dahinlaufen. Da die Sättel zunächst die Erhebungen bilden, so ist ihr Verlauf und ihre Gestaltung das Maßgebende für die Form des Faltengebirges im ganzen und in den Einzelheiten. Sie bilden die Ketten und treten dadurch schärfer in die Erscheinung als die Mulden, die die Hohlformen erzeugen.

Nähern sich zwei Faltenzüge einander, so muß die dazwischen gelegene Mulde sich verengen. Ihre Schenkel müssen

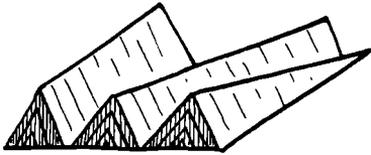


Abb. 43. Drei Faltenzüge mit verschiedenem Verhalten der Achsen. Die Achse des mittleren Faltenzuges verläuft parallel zur Erdoberfläche, die des vorderen senkt sich im Streichen, die des hinteren hebt sich im Streichen.

eine stärkere Neigung annehmen, oder die Mulde muß, wenn der Winkel ihrer Schenkel der gleiche bleibt, eine geringere Tiefe erhalten. Letzterer Fall wird immer dann eintreten, wenn zwei Faltenzüge sich vereinigen. Entfernen sich zwei Faltenzüge voneinander, so muß die Mulde dazwischen sich verbreitern; ihre Schenkel müssen eine geringere Neigung annehmen,

oder die Mulde muß, wenn der Winkel ihrer Schenkel der gleiche bleibt, eine größere Tiefe erhalten. Durch Gabelung eines Faltenzuges entsteht eine neue Mulde.

Verfolgt man einen Faltenzug eines Faltengebirges im Streichen, indem man sich in Gedanken auf den Scheitel einer bestimmten Schicht eines Sattels stellt und nun auf diesem entlang wandert, so wird man sich im allgemeinen auf einer Linie (der Achse) bewegen, die sowohl auf- und absteigen (Abb. 43), als auch nach den Seiten ausbiegen kann. Man kann auch von der Achse eines Faltenbündels sprechen, d. h. von der Linie des allgemeinen Verlaufes desselben zur Erd-

oberfläche. Gemeinsame Hebungen und Senkungen der einzelnen Faltenachsen bringen eine allgemeine Erhebung oder eine allgemeine Erniedrigung eines Faltenbündels hervor (vgl. Abb. 79). Das Gebirge, das es bildet, wird dementsprechend an der einen Stelle eine bedeutendere allgemeine Höhe erreichen, an der anderen weniger hoch erscheinen.

Wie die Falten, so treten auch die Überschiebungen meist in größerer Anzahl auf. Da jede Überschiebung normalerweise eine Verdoppelung einer Schichtfolge mit sich bringt, so bedeutet sie natürlich auch eine Anschwellung der Erdrinde. Liegen mehrere Überschiebungsdecken übereinander, so bildet ein solches Deckenpaket eine beträchtliche Verdickung des irdischen Gesteinsmantels (Abb. 61). Daran ändert nichts, daß Decken sich gegenseitig verdrücken und verquetschen können, (wobei Gesteinsbeschaffenheit und Deckenmächtigkeit eine Rolle spielen), so daß Schuppenpakete, abgeschürfte Schollen, Schubfetzen entstehen, die an der Sohle höherer Decken mitgeschleppt werden.

Auch Decken und Deckenhäufungen besitzen Achsen, die ebenfalls wellenförmig verlaufen, so daß Deckenquermulden und -quersättel entstehen (Abb. 79). Früher ist diese Erscheinung oft verkannt und für eine zweifache, sich kreuzende Faltung gehalten worden.

Wir sind über den Mechanismus der Deckenbildung noch in vieler Hinsicht im Unklaren. Jedenfalls handelt es sich wohl im allgemeinen nicht um einen Vorgang, der sich sozusagen unter freiem Himmel abgespielt hat. Es scheint, daß er sehr lange gedauert, sich durch geologische Perioden hingezogen haben kann und im allgemeinen innerhalb der Erdkruste und unter Meeresbedeckung vor sich ging.

Eine Verwerfung bringt eine Stufe im Gelände hervor (Abb. 94). Handelt es sich um eine Verwerfung von größerem Ausmaß, so muß sie eine Landstufe erzeugen, die, von ihrem Vorland aus betrachtet, als Gebirge erscheint. Durch Verwerfungen erzeugte Gebirge nennt man Bruchgebirge oder Schollengebirge. Sehr oft wird der Stufenrand eines solchen nicht durch eine einzige „Hauptverwerfung“, sondern durch eine größere Anzahl paralleler Verwerfungen hervorgebracht, die als „Staffelbrüche“ jede folgende Scholle tiefer senken als die vorhergehende (Abb. 44, 97). Haben die Rand-

spalten eines Horstes eine bedeutende Sprunghöhe, so wird der Horst als Gebirge erscheinen und das gleiche gilt von den Schollen zu beiden Seiten eines stark versenkten Grabens, die auf den diesem zugekehrten Seiten Gebirge bilden (Abb. 45). Flexuren wirken wie Verwerfungen.

Die Heraushebung eines Gebirges gegenüber seiner Umgebung beruht also entweder auf der Hebung der Gesteine durch Faltung oder auf der

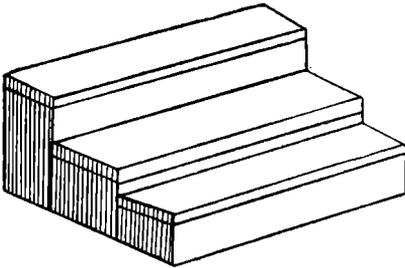


Abb. 44. Staffelbrüche.

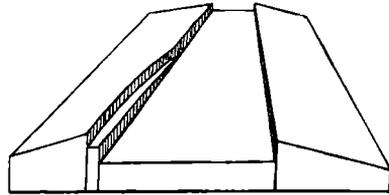


Abb. 45. Perspektivische Ansicht eines Grabens mit hohen Bruchrändern. Links ist die Verwerfung zerspalten, so daß ein Staffelbruch entsteht.

durch Verwerfungen oder Flexuren herbeigeführten Höhenlage.

Der innere Bau der tektonischen Gebirge ist das Werk der Faltung oder der Bruchbildung. Auf dem inneren Bau beruht die Verteilung der geologischen Formationen in einem Gebirge, die wiederum vorzeichnend für den Gang der Gebirgszerstörung wirkt.

3. Die Zerstörung der tektonischen Gebirge.

Würden die zerstörenden und abtragenden Kräfte nicht darauf einwirken, so würden die Faltengebirge oberflächlich aus der jüngsten der gefalteten Schichten bestehen, die zu den Sätteln anstiege und sich in die Mulden senkte (Abb. 34). Alle Erhebungen würden Sättel sein, alle Hohlformen wären tektonisch gegeben, also Mulden. In der Natur kommen solche einfachen Verhältnisse aber nirgends vor, sondern Falten- und Bruchgebirge sind durch die Tätigkeit des fließenden Wassers, der Verwitterung, des Frostes, des Gekrieche, der chemischen Arbeit des Wassers, des Gletschereises, des Windes und der Organismen mannigfaltig modelliert und umgewandelt, sodaß die Falten und Bruchstufen nicht mehr ihre ursprüngliche Gestalt, die Gesteine nicht mehr ihre ursprünglichen Zusammenhänge aufweisen. Diese Tatsachen in Verbindung mit den

oberflächlichen Schuttanhäufungen und der Bedeckung durch Vegetation erschweren die Erkenntnis des Gebirgsbaus, aber ohne die im Gange befindliche Zerstörung würden wir auch keinen Einblick in den inneren Bau der Gebirge erhalten (Abb. 46).

Durch die Verwitterung werden die Gesteine zerstört. Das überall zirkulierende, aus den atmosphärischen Niederschlägen stammende Wasser wirkt lösend auf die Mineralien, die die Gesteine zusammensetzen. Die Schichtfläche und die Klüfte, die alle Gesteine in den höheren Teilen der Erdkruste durch-

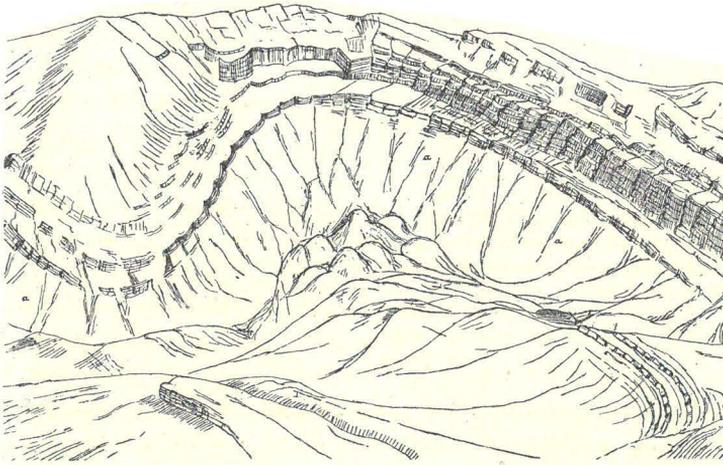


Abb. 46. Mulde und Sattel am Horseshoe Mountain, Mosquito Range, Rocky Mountains, aufgeschlossen durch die Zerstörung des Gebirges. Nach EMMONS.

setzen (sie entstehen in den Eruptivgesteinen durch Abkühlung, in den Schichtgesteinen wohl besonders durch die Erschütterung bei Erdbeben), dienen der Verwitterung als Ansatzstellen. Die Temperaturunterschiede lockern den Gesteinszusammenhang, der Frost erweitert die Spalten durch die Ausdehnung des gefrierenden Wassers. Der Wind und der Regen führen die feinsten und gröberen Gesteinstrümmer fort und den Senken des Gebirges zu, wo die Wasserläufe sie aufnehmen und talabwärts transportieren. Die härteren Gesteine widerstehen dem Zerstörungsprozeß länger als die weicheren (Abb. 47), die zähen länger als die lockeren. Mannigfaltiger Gesteinswechsel erzeugt daher eine vielgestaltige Geländeoberfläche. Je höher eine Emporragung der Erdoberfläche reicht, desto stärker ist

sie der Zerstörung ausgesetzt. Unter gewöhnlichen Witterungsverhältnissen ist die Zerstörung oft unbedeutend; Gewitterregen, rasche Schneeschmelze und dgl. wirken besonders verheerend und schaffen ein riesiges Gesteinsmaterial durch die Wasserläufe aus den Gebirgen heraus.

Die Gesamtheit der abtragenden Kräfte nennt man Denudation, die ausfurchende Tätigkeit des fließenden Wassers Erosion. Je nach den klimatischen Verhältnissen sind verschiedene denudierende Kräfte tätig, in feuchten Gebieten herrschen andere vor als in trocknen, in tropischen andere als in der gemäßigten, wieder andere in der kalten Zone. In

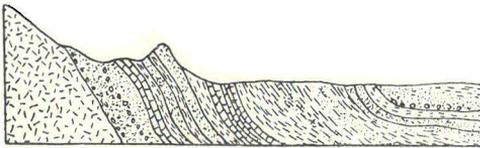


Abb. 47. Erosierte Flexur. Der obere Schenkel ist ganz abgetragen. Von den Schichten des steil stehenden Verbindungsschenkels ragen die harten höher empor als die anderen. Motiv: Ostabfall der Rocky Mountains. Die herausragenden Kämme der harten Gesteine werden dort „horsebacks“ genannt. Nach SALISBURY und ATWOOD.

letzterer wie im Hochgebirge übt z. B. das fließende Gletschereis auf die Oberflächen-gestaltung eine beträchtliche Wirkung aus. In vegetationslosen Gebieten, z. B. in der Wüste, entfaltet der Wind eine transportierende Tätigkeit, die

er nicht ausüben kann, wo eine Pflanzendecke den Boden bedeckt und schützt. Andererseits üben die Pflanzen eine zersetzende und auflockernde Wirkung auf die Gesteine des Untergrundes aus und das letztere gilt auch von Tieren, die den Boden durchwühlen.

A. Die Wirkung der Abtragung auf die einzelnen Dislokationen.

a) Die Abtragung der Falten.

Die Falten werden, soweit sie oberhalb der Erdoberfläche liegen, durch die Erosion in der mannigfaltigsten Weise zstückelt und beschädigt. In die Scheitel der Sättel und in die Flanken der Schenkel furchen sich Täler ein (Abb. 5), die im Streichen der Faltenzüge verlaufen und wie die tektonischen Mulden Längstäler sind. Quertäler durchbrechen die Faltenzüge in der Richtung senkrecht oder schräg zum Streichen (Abb. 5). Die Wände solcher Quertäler können steil sein und gewähren, wenn sie senkrecht zum Streichen laufen, den An-

blick eines Normalprofils durch die Falten, so wie sie der Geologe zur Darstellung des Gebirgsbaues zeichnet. Sind die Wände geneigt, indem die Verwitterung oben mehr weggenommen hat als am Fuß der Wand, so sieht der Sattel verzerrt aus. Besteht die Falte zum Teil aus harten, zum Teil aus weichen Schichten, so macht die Erosion in letzteren raschere Fortschritte (Abb. 47). Die Erosion vermag die durch die Tektonik vorgezeichneten Geländeformen umzukehren und aus einer Mulde einen Berg zu modellieren (Abb. 32) und einen Sattel in ein Tal zu verwandeln. Man nennt dies „Umkehrung des Reliefs“. Eine abgetragene Falte wird oben durch eine mehr oder weniger horizontale Fläche abgeschnitten (Abb. 25, 90). Auf dieser Fläche kann sich eine härtere Schicht herausheben und den Bau der Falte andeuten (Abb. 91).

Um über den Gebirgsbau Klarheit zu gewinnen, muß der Geologe den Faltenwurf zu rekonstruieren versuchen. Wie nach seiner Meinung die Falten ausgesehen und zusammengehangen haben, wenn man sich ihre Zerstückelung durch die

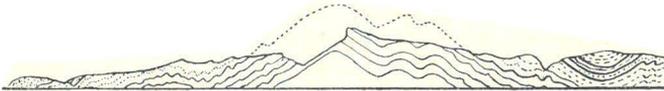


Abb. 48. Luftsattel. (Profil durch das centrale Wales, großer Sattel aus silurischen Schichten. Die Oberfläche der Bala-Schichten ist durch einen Luftsattel [die punktierte Linie] ergänzt.) Nach O. T. JONES.

Denudation wegdenkt, das stellt er durch Ergänzungslinien in den Profilschnitten dar, die die tatsächlich beobachtete Schichtlagerung wiedergeben. Man pflegt diese Ergänzungslinien zu punktieren. Wo Sättel rekonstruiert werden, führen diese Linien durch die Luft; daher nennt man eine solche Sattelrekonstruktion einen Luftsattel (Abb. 48). Die theoretischen Ergänzungen von Mulden müssen oft durch die Erde gezogen werden, denn die Muldenumbiegungen liegen meist in der Tiefe der Erde, indem die an der Erdoberfläche sichtbaren und erhaltenen Teile der Falten nur ihre mittleren Partien zu sein pflegen (vgl. Abb. 25).

In gefalteten Gebieten pflegen wegen der Erosion der Falten Schichten ziemlich parallel zueinander im Streichen des Gebirges hinzulaufen, und zwar paarweise, entsprechend den Faltenschenkeln, während die Sattel- und Muldenkerne als

einzelne Schichtstreifen erscheinen. Dasselbe Bild bietet auch die geologische Karte eines Gebietes mit mehr oder weniger abgetragenen Falten: die einzelnen Formationen oder Schichten erscheinen als Streifen (Abb. 49). Wo eine Falte endigt, ver-

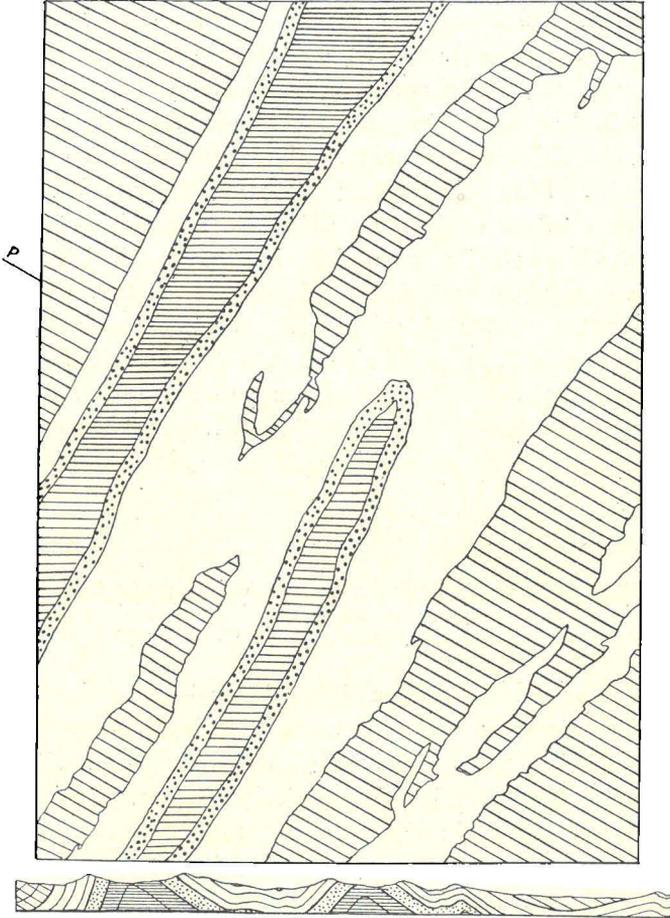


Abb. 49. Geologische Karte eines Gebietes mit abgetragenen Falten nebst zugehörigem Profil, das in der Richtung der Linie *P* durch das Kartengebiet gezogen ist. Horizontale Schraffur: Cambrium (bildet zwei Sattelkerne), punktiert: Ordoviciun, weiß: Silur, schräg schraffiert: Devon (bildet drei Muldenkerne). Mit Benutzung einer Karte der U. S. Geol. Survey.

einigen sich die gleichen Schichten der beiden Schenkel (Abb. 26, 50). Kurze Muldenzüge erscheinen abgetragen als Becken, indem die Schenkel und die Schichten der Mulden-

enden allseitig unter den Muldenkern fallen, kurze Sattelzüge entsprechend umgekehrt (Abb. 50).

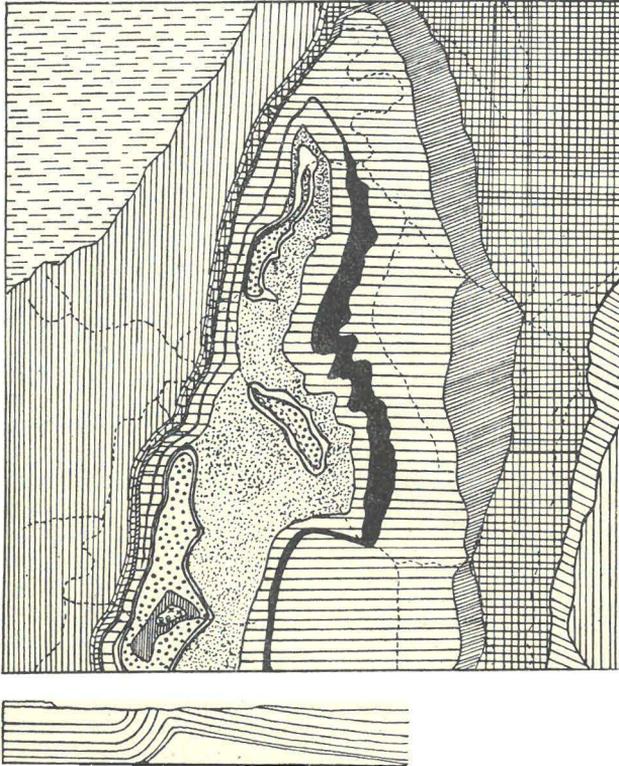


Abb. 50. Geologische Karte eines Sattelendes mit steil gestelltem Schenkel im Westen und flach gelagertem im Osten. Die fast flache Oberfläche schneidet die steilen Schichten in schmalen, die flachen in breitem Schnitt. Innerhalb der punktierten Schicht erscheinen drei kurze Sättel (dick punktiert und weiß umrandet). Punktierte Linien: Flußläufe. (Sattel des Old woman creek, südliche Black Hills, Wyoming.) Das schematische Profil unter der Karte deutet die Lagerung der Schichten an. Nach DARTON.

β) Die Abtragung der Überschiebungen.

Die Überschiebungsdecken sind oft durch Erosion von ihren Wurzeln getrennt. Sie erscheinen dann als allseitig von Erosionsrändern begrenzte „Überschiebungsmassen“, deren älteste Schichten den jüngsten der Unterlage wurzellos aufliegen. Solche Schubmassen können auch aus Deckenpaketen ausgearbeitet sein (Abb. 51). Nehmen sie nur geringe Flächenräume ein, so nennt man sie „Deckschollen“ oder „Klippen“.

Letztere Bezeichnung rührt aus der Zeit her, als man das Auftreten dieser Deckschollen

noch nicht richtig zu deuten verstand und sie als Aufragungen des Untergrundes betrachtete, an die sich die umgebenden jüngeren Gesteine angelagert haben sollten, während dieselben in Wirklichkeit unter der Deckscholle hindurchgehen (Abb. 81).

Hat die Erosion in einer Überschiebungsdecke ein Loch erzeugt, das so tief hinabreicht, daß es die Unterlage der Decke sichtbar werden läßt, so nennt man dieses Loch ein „Fenster“ (Abb. 52). Solche Fenster bilden sich, entsprechend der Regel, daß hoch gelegene Teile der Erdoberfläche der Abtragung am stärksten ausgesetzt sind, in den Überschiebungsdecken besonders gern dort, wo dieselben, wie es oft vorkommt, aufgewölbt sind oder, wie man auch sagt, ein „Joch“ besitzen (Abb. 52 und 73).

Abb. 51. Überschiebungsmasse. Profil durch das Berninagebirge. *B* Berninadecke (punktiert); Tiefengesteine, gestrichelt; paläozoische Sedimente, *E* Errdecke, *S* Selladecke, *M* Margnadecke. Schwarz: Mesozoikum, besonders Trias. Rechts sind die Decken gefaltet. Nach R. STRAUB.

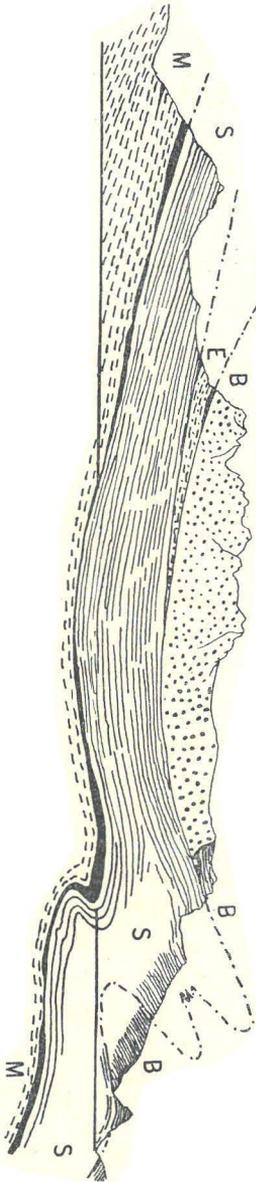


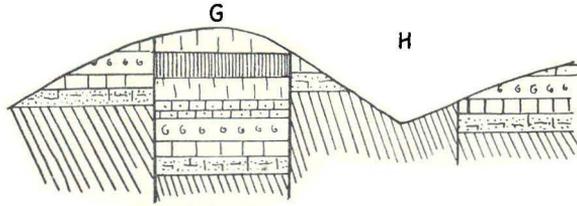
Abb. 52. Profil durch das Unterengadin-Fenster und das Silvretta-Deckmassiv. *U.E.* Unterengadin, *G* Gargellen. Die tieferen Decken (gestrichelt) treten in dem kleinen Fenster von Gargellen und dem großen des Unterengadins zutage. Mit Zugrundelegung einer Zeichnung von G. STEINMANN.

Die vordere Sattelbiegung der Decken (ihre „Stirn“) ist sehr oft durch die Erosion zerstört.

γ) Die Abtragung der Verwerfungen.

Die durch die Flexuren und Verwerfungen erzeugten Geländestufen unterliegen der Abtragung, durch die die Stufe

Abb. 53.
Umkehrung des Reliefs: Der Graben bildet eine Erhebung, der Horst eine Vertiefung. (Vgl. Abb. 38.)



erniedrigt oder schließlich sogar völlig eingeebnet werden kann (Abb. 102). Nicht jeder Graben bildet heute noch eine Einsenkung, nicht jeder Horst eine Erhebung in morphologischem Sinne. Ja, es kann sogar ein Graben orographisch eine Aufragung, ein Horst eine Vertiefung bilden (Abb. 53). Auch hier liegt eine „Umkehrung des Reliefs“ vor, die sich allerdings nur in einem zweiten Erosionszyklus ausbilden kann. Ver-

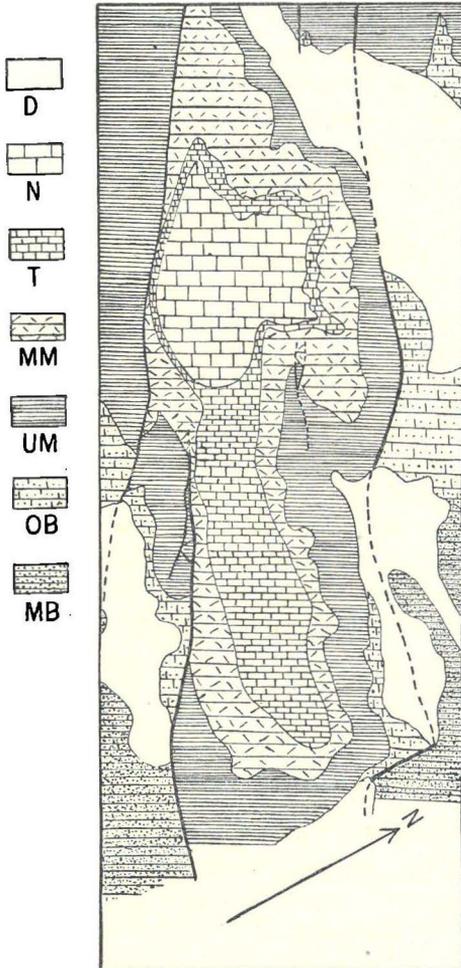


Abb. 54.
Geologische Karte eines Teiles des „Leuchtenburggrabens“ bei Kahla (Thüringen). *D* Pleistocän, *N* Nodosusschichten, *T* Trochitenkalk (*N* und *T* = oberer Muschelkalk), *MM* mittlerer Muschelkalk, *UM* unterer Muschelkalk, *OB* oberer Buntsandstein, *MB* mittlerer Buntsandstein.

Nach E. NAUMANN.

werfungen, die sich in der Geländegestaltung nicht bemerkbar machen, heißen geebnet. Dem Geologen werden sie dadurch kenntlich, daß an ihrem Schnitt mit der Erdoberfläche (den Verwerfungslinien) verschiedenartige Gesteine nebeneinander liegen (Abb. 54); denn die bei wohlhaltener Bruchstufe die Oberfläche beider Flügel bildende Schicht wird bei der Ein-ebnung von der Hochscholle abgetragen, so daß die Oberfläche der beiden Flügel von verschiedenen Schichten gebildet wird.

B. Die Abtragung der tektonischen Gebirge.

Es gibt auf der Erde kein einziges unverletztes Faltengebirge, sondern sie befinden sich alle in einem mehr oder weniger vorgeschrittenen Stadium der Zerstörung. Der Grad der letzteren ist von der Stärke und Schnelligkeit der Hebung, der Stärke der abtragenden Kräfte, ihrer Wirkungsart und von der Zeitdauer abhängig, während der sie tätig waren. Neben solchen Gebirgen, in denen die Faltenbüschel und -züge noch so wenig verändert sind, daß die Sättel im wesentlichen die Ketten, die Mulden die großen Längstäler bilden (Abb. 5), gibt es andere, die oben weite Hochflächen tragen und bei denen der ehemalige Faltengebirgscharakter äußerlich gar nicht mehr erkennbar ist, sondern sich nur noch in dem gefalteten Zustande der Schichten bemerkbar macht (Abb. 25).

Es ist nicht gesagt, daß die Faltengebirge erst tektonisch vollendet waren und daß dann die Erosion begann, vielmehr trat diese sicher in allen Fällen schon während des Aufstiegs des Gebirges in Tätigkeit. Nur so ist z. B. die Existenz schmaler Erosionstäler zu erklären, die mehrere Ketten von Faltengebirgen quer durchsetzen („antezedente Flüsse“) (vgl. Abb. 5). Wenn trotzdem die Gebirge als Emporragungen entstanden sind, so waren eben die gebirgsbildenden Kräfte stärker als die zerstörenden. Nachdem aber die Aufwärtsbewegung Halt gemacht hat, kann die Abtragung bis zur Vollendung ihres Werkes tätig sein, d. h. bis zur völligen Erniedrigung des Gebirges zu einer Landschaft, in der alle Rücken- und Wasserscheiden nur noch ganz wenig emporragen, einer „Fastebene“, die im allgemeinen annähernd im Niveau des Meeresspiegels liegen muß. Wenn solche Fastebenen auf der Erde vielfach in höherem Niveau anzutreffen sind, so muß das auf spätere Hebung zurückgeführt

werden. Es gibt viele Gebirge, die sich durch ihren inneren Bau als Stücke vom Faltengebirge offenbaren, deren Falten aber von einer Hochfläche abgeschnitten erscheinen (Abb. 55).

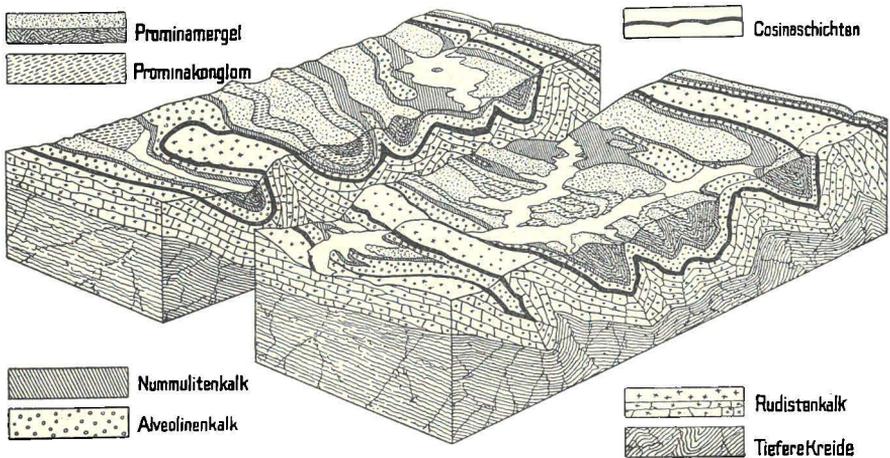


Abb. 55. Stereogramm des geologischen Baus und der Rumpffläche des unteren Kerkgebietes in Mittel-Dalmatien. Nach SCHUBERT.

Es fehlt ihnen gewissermaßen das Haupt, und nur der Rumpf ist übrig geblieben. Deshalb nennt man solche Gebirge „Rumpfgebirge“ oder „Gebirgsrümpfe“ (Abb. 25), ihre Oberfläche „Rumpfebene“.

Ein Rumpfgebirge ist ein bis zu einer Fastebene abgetragenes

Faltengebirge (Faltengebirgsstück), das aus dem basalen Erosionsniveau gehoben, damit wieder zum Gebirge geworden und dem Abtragungsprozeß aufs neue unterworfen ist. Oft ragen über die Rumpffläche noch Berge empor, die ich „Kopfberge“ nenne. Die dafür vorgeschlagenen Namen „Rumpfberge“ und „Rumpffestberge“ sind schlecht gewählt; denn diese Hervorragungen gehören nicht dem Rumpfe an und sind keine Reste des Rumpfes. Eine amerikanische Bezeichnung dafür ist „Monadnock“. Die Kopfberge bestehen oft aus einem Gestein, das widerstandsfähiger gegen die Abtragung ist als das umgebende. Das sind

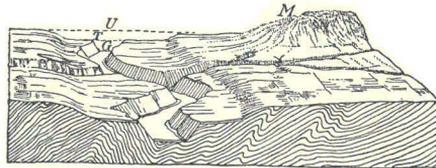


Abb. 56. Diagramm eines Stückes des Rheinischen Schiefergebirges: Rumpfgebirge mit Rumpffläche im Niveau *U*, die von dem Kopfberg (Härtling) *M* überragt wird und in die sich der Rhein eingeschnitten hat. *T* breites jungtertiäres Rheintal, *G* jetziges Rheintal. Nach DAVIS.

die sogenannten „Härtlinge“ (Abb. 56). Ein abgetragenes Faltengebirge, das nicht nachträglich eine Hebung erfahren hat und also jetzt nicht mehr als Gebirge erscheint, wird nicht als Rumpfgebirge, sondern als „altes Faltenland“ oder „aphanes Faltengebirge“ bezeichnet. Ein Beispiel ist der Boden Finnlands oder das mittlere Schweden (Abb. 90).

Wird eine auf einer alten Fastebene abgelagerte Schichttafel abgetragen, so kommt jene wieder zum Vorschein. Die Fastebene mancher Rumpfgebirge soll eine solche wieder aufgedeckte alte Rumpffläche sein. In verschiedenen Fällen ist aber nachgewiesen, daß die neue Rumpffläche von der alten unabhängig ist, so z. B. die präoligocäne Landoberfläche Mitteldeutschlands von der Rumpffläche des variscischen Gebirges, die die Unterfläche des Zechsteins darstellt.

Bei der Fastebenenbildung werden Verwerfungen ebenso gut wie Falten geebnet, so daß Bruchstufen völlig verschwinden. Andererseits können Rumpfgebirge durch Verwerfungen zerlegt werden („zerbrochene Rumpfgebirge“, „Schollenrumpfgebirge“).

Gebiete mit flacher Schichtlagerung, die durch Hebung oder durch Verwerfungen gebirgigen Charakter erhalten haben, dann aber durch Abtragung eingeebnet sind, werden nicht als Rumpfgebirge bezeichnet. Vgl. S. 122.

b. Die Faltengebirge.

Faltengebirge sind Gebirge, die durch Faltung und Überschiebung in der Erdkruste entstanden sind. (Unter „Faltungsgebiet“ oder „Faltungszone“ versteht man gefaltete Erd-rindenstreifen. Faltengebirge brauchen nicht das ganze Gebiet einer Faltungszone zu umfassen, zu der sie gehören, sondern nur Teile derselben; denn es können Teile der Faltungszone eingebrochen und versenkt sein.)

1. Allgemeiner Charakter der Faltengebirge.

A. Form und innerer Bau der Faltengebirge.

Die meisten Faltengebirge sind Kettengebirge mit einer größeren Längs- als Quererstreckung. Beispiele sind die Pyrenäen, die Alpen, der Himalaya. Ihre Hauptlängsrichtung oder ihr Streichen kann geradlinig (wie z. B. beim Kaukasus (Abb. 10)

oder bogenförmig (wie z. B. in den ostasiatischen Inselkränzen) sein. In letzterem Falle spricht man von „Gebirgsbogen“, namentlich wenn die Gesamtgestalt die eines Kreisbogens ist, oder wenn sich ein Kreisbogen an den anderen setzt wie der Bogen der Transsylvanischen Alpen an den der Karpathen. Auch ein s-förmiger Grundriß kommt vor; einen solchen zeigen die Alpen. Bei bogenförmigen Gebirgen wird die konkave als Innen-, die konvexe als Außenseite bezeichnet. Dementsprechend sind auch die Ausdrücke „Außen“- und „Innenrand“ zu verstehen. Hinter der Innenseite des Gebirges liegt sein „Rückland“, vor der Außenseite sein „Vorland“. Bei den Alpen ist also die Südseite die Innenseite, der westliche und nördliche Abfall der Außenrand, die mittelschweizerische, die schwäbisch-bayrische Hochebene usw. das Vor-, die Poebene das Rückland. Beim Himalaya liegt dagegen das Rückland im Norden, das Vorland wird vom Tiefland des Ganges gebildet; sein Außenrand liegt im Süden, der Innenrand im Norden. Das Vorland eines Gebirges kann gleichzeitig auch dasjenige eines anderen sein. So ist das Gebiet der Adria das Vorland des Apennins, aber auch dasjenige des dinarischen Gebirges. Der gebirgsbildende Tangentialschub ist in diesen beiden Gebirgen entgegengesetzt gerichtet: im Apennin nach NO, im dinarischen Gebirge nach SW. Im allgemeinen ist bei bogenförmigen Gebirgen der Gebirgsdruck von der Innenseite gegen die Außenseite gerichtet (man nimmt an, daß die Bogenform dadurch zustande gekommen ist, daß die Schubkraft an dem am stärksten vorgedrängten Teil des Bogens am stärksten war, während die Enden mehr zurückblieben); doch ist z. B. in dem von den Transsylvanischen Alpen, dem Banater Gebirge und dem Balkan gebildeten Bogen der Gebirgsdruck nicht gegen die konvexe, sondern gegen die konkave Seite gerichtet. Es kann auch das Rückland eines Gebirges das Vorland eines anderen sein: Das Rückland der Alpen ist das Vorland des Apennins.

Die Faltengebirge treten als Rand- oder als Scheidegebirge auf.

In den noch gut erhaltenen Faltengebirgen bilden die Sättel die Ketten und die Mulden dazwischen die Täler. Die Zahl der Ketten kann sehr verschieden sein, dementsprechend auch die Breite der Kettengebirge im Verhältnis zur Länge. Auch innerhalb desselben Gebirges ändert sich die Breite.

Durch Teilung der Ketten (Gabelung der Sättel) nimmt dieselbe zu, durch Ausklingen der Falten und Vereinigung der Sättel ab. Relativ breite Kettengebirge mit parallelen Faltenzügen heißen Rostgebirge (vgl. S. 14). In den Kettengebirgen streicht keine einzige Kette von einem Ende bis zum anderen durch (Abb. 57). Im Schweizer Kettenjura hat bei einer Gesamtausdehnung des Gebirges von 220 km die längste Kette

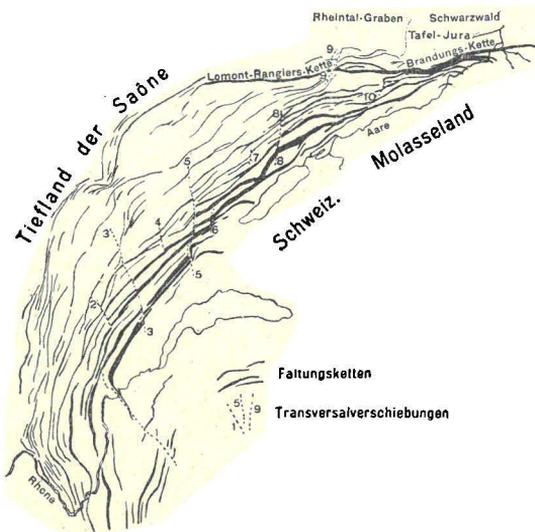


Abb. 57. Das Faltenbündel des Schweizer Kettenjura mit seinem Blattsystem. Die einzelnen Blätter (Transversalverschiebungen) sind mit 1—10 bezeichnet; die größte ist 5, die Verschiebung von Vallorbe-Pontarlier.
Nach ALB. HEIM.

162 km Länge. In seinen breiten Teilen wird dies Gebirge von 10—12 Ketten gegen das nordöstliche Ende hin nur noch von 3—4 Ketten aufgebaut. An beiden Enden ist nur eine Kette vorhanden.

Bei „gleichförmigen“ Kettengebirgen ist die tektonische Emporwölbung der einzelnen Ketten ungefähr gleich stark. Horizontale Schnitte würden also in allen

Ketten ungefähr gleich alte Schichten anschneiden. Bei „ungleichförmigen“ sind die einen Ketten stärker herausgehoben als die anderen. Bei diesen trifft ein wagerechter Schnitt in den stärker gehobenen Ketten ältere Gesteine als in den schwächer gehobenen. Beispiele sind der Kettenjura und der Kaukasus.

Besondere Formen, die bei Faltengebirgen beobachtet werden, sind die Virgation, die Scharung von Faltenzügen und Faltenbündeln und die Girlandenform, die astförmige Abspaltung eines Gebirges, die Vereinigung von Ketten oder Gebirgen an Gebirgsknoten und die Kettung.

Nach dem Baumaterial kann man „einfache“, d. h. nur aus Schichtgesteinen bestehende, und „zusammengesetzte“, d. h. aus Schichtgesteinen, Eruptivgesteinen und kristallinen

Schiefern bestehende Kettengebirge unterscheiden. Dieser Unterschied kann natürlich nur in Ansehung der über der Erdoberfläche gelegenen Teile und der dem Auge sichtbaren Gesteine der Gebirge gemacht werden; denn in der Tiefe finden sich auch unter den einfachen Faltengebirgen kristalline Gesteine. Allerdings soll der Schweizer Kettenjura eine „gefaltete Abscherungsdecke“ sein, deren kristalline Unterlage nicht in die Faltung eingetreten wäre (Abb. 58); die höheren Erdkrustenteile falteten sich, ohne daß auch die Unterlage eine Zusammenpressung erfuhr. Das war möglich, weil die oberen Schichten an der Grenze gegen den Tafeljura losrissen und sich zusammenstauchten. Es muß aber ein entsprechender Zusammenschub der kristallinen Unterlage in den Alpen vorhanden sein.

Man hat Faltengebirge, die durch eine Linie im Streichen in zwei spiegelbildlich gleiche Längshälften zerlegbar sind, als „symmetrische“ bezeichnet. Die anderen würden die Gruppe der „asymmetrischen“ bilden. Es muß aber zweifelhaft erscheinen, ob es auf der Erde symmetrische Faltengebirge überhaupt gibt. Alle Gebirgsbogen können schon von vornherein keine derartige Symmetrie aufweisen. Wollte man die Symmetrie nicht so sehr als eine rein morphologische auffassen, sondern mehr als eine tektonische, so würde dieselbe bei geradlinig streichenden Faltengebirgen zu erwarten

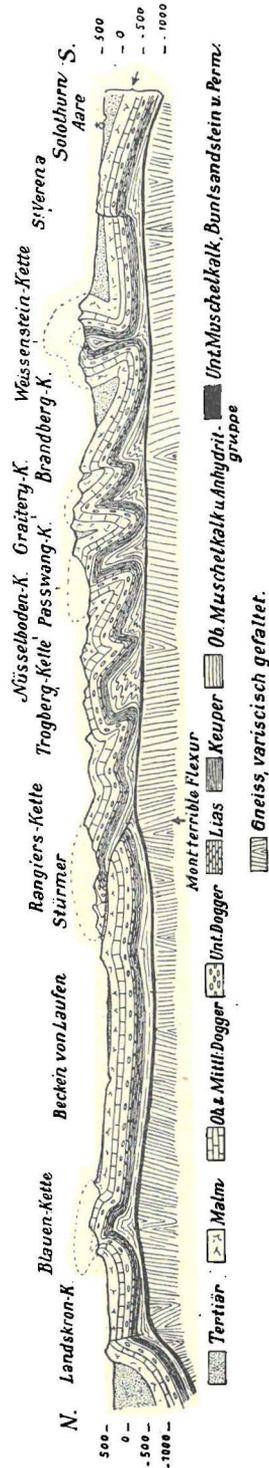


Abb. 58. Gefaltete Abscherungsdecke des Schweizer Faltenjura. Nach Buxtorff.

sein, die zu beiden Seiten einer zentralen Längszone aus annähernd gleichem Material und nach dem gleichen Plan aufgebaut sind. Ein scheinbar symmetrisches Bild bietet der Kaukasus (Abb. 10). Früher betrachtete man die Ostalpen als ein in dieser Hinsicht symmetrisches Faltengebirge, eine Vorstellung, die aber dem verwickelten Bau dieses Gebirges nicht gerecht wird (vgl. S. 97). So viel wir wissen, ist der Bau der Faltengebirge meistens einseitig, d. h. der Gebirgsdruck hat von einer Seite her gewirkt und die Falten einseitig zusammengeschoben. Hierauf ist auch in vielen Fällen die Form der Gebirgsbogen zurückzuführen, bei denen der erzeugende Druck von der Innenseite her gegen die Außenseite gerichtet war.

Das Vorland eines Faltengebirges kann diesem geologisch gleich oder davon verschieden sein, d. h. aus demselben oder aus anderen geologischen Formationen bestehen, und die gleich-alterigen geologischen Formationen können im ersteren Falle

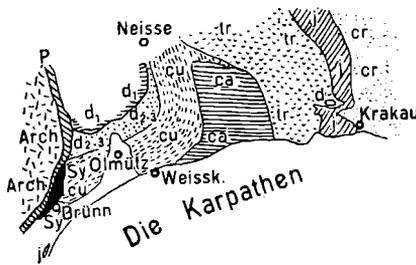


Abb. 59. Karte des Karpathenvorlandes, das verschiedene Streichen der dieses zusammensetzenden Formationen und des Karpathenrandes zeigend. Nach E. SUESS.

Erklärung der Buchstaben s. S. 147.

im Vorlande und im Gebirge verschieden ausgebildet sein. Der Ural hat z. B. im Westen ein geologisch von ihm wenig verschiedenes Vorland. Gegen dieses klingt seine Faltung ganz allmählich aus und es erheben sich vor dem Gebirgsrande noch vereinzelte Antiklinalen, die Parmas, z. B. die Idschid Parma, die Hohe Parma. Bei geologischer Verschiedenheit

des Vorlandes tritt das Faltengebirge oft über sein Vorland hinüber, indem es dasselbe überdeckt. So überwältigen die Karpathen mit ihren Überschiebungsdecken ihr Vorland, das zum Teil aus älteren Gesteinen zusammengesetzt ist, deren Zonen unter einem rund 90° betragenden Winkel gegen den Karpathenrand verlaufen (Abb. 59). Die weit vorquellenden Decken der Alpen dringen auf das Tertiär („Molasse“) des Alpenvorlandes (Abb. 82) vor.

Viele große Faltengebirge besitzen einen Aufbau aus Überschiebungsdecken, so z. B. die Alpen und die Pyrenäen. Diese erhalten ihren Kettengebirgscharakter nicht dadurch,

daß Faltenzüge ihre im Streichen verlaufenden Erhebungen bilden, sondern einmal durch ihre Ausdehnung besonders in einer Richtung, sodann durch die zonare Anordnung der Formationen und der tektonischen Bauelemente. Die Decken haben ebenso wie die Sättel eines gewöhnlichen Faltengebirges ihre größte Ausdehnung in der Richtung des Gebirgsstreichens. Die zonare Anordnung der Formationen beruht auf der Entwicklungsgeschichte derjenigen Erdkrustenteile, die zu Faltengebirgen geworden sind. Diese Räume waren lange Zeit Meer und in diesem Meere lagerten sich in Zonen, die im wesentlichen der Längsrichtung der heutigen Gebirge folgten, Schichtgesteine von gleicher oder ähnlicher Ausbildung ab, während im Querschnitt des Gebietes gleichaltrige Formationen verschiedene Ausbildung zeigen. Der Boden der riesigen Meerestrüge, aus denen Gebirge wie die Alpen emporwuchsen, waren durch längsverlaufende Erhebungen in Teiltrüge zerlegt, die eine ungleiche Sedimentzufuhr erhielten, ungleiche Tiefe besaßen und dementsprechend auch verschiedene Tierwelten bargen. Es folgten sich also von der Innen- zur Außenseite des Gebirges verschiedenartige Schichtgesteine, was auch nach der Faltung derselben noch in einer zonaren Anordnung der Gesteine zum Ausdruck kommen muß. Bei der Deckenbildung verlaufen die Wurzeln ebenso wie die Stirnen parallel dem Gebirgsstreichen. Ebenso streichen die Falten, die sehr oft innerhalb der einzelnen Decken vorhanden sind. Das Säntisgebirge z. B. in den östlichen Schweizer Alpen bietet das Bild eines einfachen Faltengebirges, ist aber in Wahrheit nur eine gefaltete Überschiebungsdecke. Nach neueren Ansichten würde die Anlage der Überschiebungsdecken bereits während langer Zeiträume vor der eigentlichen Gebirgsbildung erfolgt sein und die Deckenbildung wäre allmählich eingetreten und hätte bereits die Zerteilung des großen Meerestrogens in Teiltrüge herbeigeführt. Alle Hauptfaltungen verlaufen also auch in den Deckengebirgen parallel zur Streichrichtung, so daß auch diese Gruppe der Faltengebirge morphologisch zu den Kettengebirgen gehört.

Der innere Bau aller Faltengebirge wird also dadurch charakterisiert, daß die Gesteine, aus denen sie bestehen, gefaltet sind. Wo Faltung fehlt, ist die horizontale Lagerung der Gesteine nur scheinbar, indem dieselben Teile von Überschiebungsdecken sind.

Als „alpinen Faltengebirgstypus“ bezeichnet man die Faltengebirge, die wie die Alpen aus Überschiebungsdecken aufgebaut sind (vgl. Abb. 61). Es ist bezeichnend für diesen Typus, daß er arm an Eruptivgesteinen aus der Zeit der Gebirgsbildung ist. In den Alpen z. B. ist das Auftreten von solchen auf die südlichen Zonen beschränkt (Disgraziastock, Adamellomassiv usw.). Im „andinen Faltengebirgstypus“, nach den Anden in Südamerika benannt, spielen dagegen Eruptivstöcke aus der Zeit der Gebirgsbildung eine große Rolle (Abb. 60) und Überschiebungsbau tritt ganz zurück.

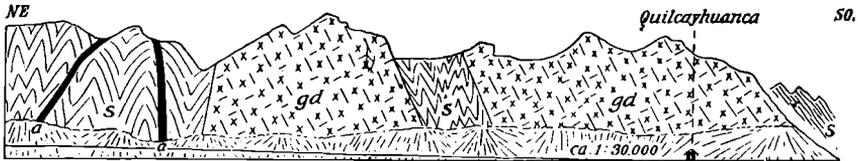


Abb. 60. Profil durch die Cordillera Blanca im nördlichen Peru. *s* kontaktmetamorphe gefaltete Schiefer und Sandsteine des obersten Jura und der Unterkreide, *gd* Granodiorit, *a* Andesit. Nach STEINMANN.

Da in den Wurzeln steile Schichtstellung herrscht, während sich die Decken gegen den Außenrand der Gebirge flach ausbreiten, so muß sich in den inneren Zonen der alpinen Faltengebirge eine Zone steil gestellter Schichten, eine Wurzelzone, finden, während im mittleren Teil und gegen den Außenrand des Gebirges zu flache Schichtlagerung oder normale Faltenbildung herrscht. So unterscheiden sich „Wurzelland“ und „Deckenland“ von vornherein durch den Habitus ihres Baues (Abb. 61).

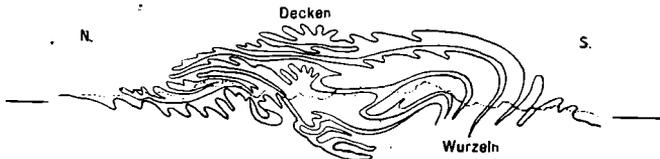


Abb. 61. Wurzelland und Deckenland. Steilstellung der Schichten in den Wurzeln, flache Lagerung derselben in den Decken. Faltung und Zerteilung von Decken. Deckenhäufung. Schematischer Schnitt durch die Westalpen, stark überhöht. Punktierter Linie: jetziges Relief. Nach ALB. HEIM.

Die Ansichten über die Dauer der Faltengebirgsentstehung haben sich im Laufe der Zeit mehrfach gewandelt. Man unterschied früher „monogenetische“ und „polygenetische Faltenzonen“. Erstere sollten in einem einmaligen Vorgang ent-

standen sein, während in letzteren ein langdauernder Faltungsvorgang Kette an Kette allmählich angeschweißt haben sollte. Für die Karpathen wurde z. B. eine Entstehung im Laufe langer geologischer Zeiträume, in denen immer neue Perioden der Faltung eingetreten wären, angenommen. Als später der Deckenbau der großen europäischen Faltengebirge erkannt wurde, schien es, als ob man mit der Annahme einer in zwei Phasen zerfallenden Hauptgebirgsbildung — Entstehung der Überschiebungen und Faltung der dabei entstandenen Schubdecken — auskäme. In neuerer Zeit führte dann aber das tiefere Eindringen in die Geschichte der gebirgsbildenden Vorgänge wieder zu der Vorstellung, daß starke Bodenbewegungen in den Gebieten der späteren Faltengebirge sich durch längere Perioden fortgesetzt haben, daß die Deckenbildung schon lange durch die erdgeschichtliche Entwicklung des Faltungsgebietes vorgezeichnet war, daß die einen Decken früher zur Ausbildung gelangten als die anderen, und daß das Werden der Faltengebirge nicht das Werk einer eng begrenzten geologischen Epoche ist. Ein sehr häufiger Fall der Polygenese ist die Angliederung neu entstandener Ketten an die Außenseite von Faltengebirgen, deren Material durch die Abtragungsvorgänge in den bereits als Gebirge existierenden Teilen der Faltungszone entstanden war¹⁾. So sind die aus der Zerstörung der Überschiebungsdecken hervorgegangenen Konglomerate und Sandsteine am Rande der Schweizer Alpen, die mächtigen Ablagerungen am Nordrande des in der Steinkohlenzeit entstandenen variscischen Gebirges, die Siwalikschichten am Südrande des Himalaya gefaltet und den Gebirgen angefügt worden. Man hat diese Angliederung jüngerer Randketten an ein Faltengebirge als das „zonare Wandern der Gebirgsbildung“ bezeichnet.

B. Gliederung.

Während für die morphologische Gliederung die Tiefenlinien zugrunde gelegt werden (vgl. S. 11), ist für die geologische der innere Bau maßgebend. In einem wenig komplizierten Faltengebirge wie dem Schweizer Kettenjura können

1) Dies ist bereits von A. PENCK (Morphologie d. Erdoberfläche, II, S. 381) näher auseinandergesetzt.

sich beide Gliederungen annähernd decken, weil die hervorragendsten Formeinheiten, die Ketten, auch die wichtigsten tektonischen Einheiten (die Sättel des Faltenwurfes) darstellen. In den verwickelt gebauten großen Faltengebirgen wie den Alpen, ergibt die geologische Einteilung ein wesentlich anderes Bild als die geographische. Für sie liefern die Hauptabschnitte die Zonen, d. h. Gebiete mit ähnlicher Entwicklung der Schichtgesteinsfolge, die in der Streichrichtung des Gebirges auf große Erstreckung verfolgbare sind und die auch in ihrem Bau vielfach einen besonderen Charakter und eine gewisse Einheitlichkeit aufweisen. Dieser charakteristische Bau ist in erster Linie eine Folge der Lage in einem bestimmten Krustenniveau bei und infolge der Gebirgsbildung. Als Beispiel für eine solche Zone mag uns die Glanzschiefer- oder penninische Zone der Alpen dienen. Sie wird aus der Gesteinsfolge Gneis, Dolomite usw. der Triasformation, Glanzschiefer (Kalkglimmerschiefer) und Grünschiefer (umgewandelte Diabase und verwandte Eruptiva) der Juraformation aufgebaut und zeigt eine allgemeine Metamorphose ihrer Gesteine und eine Deckfaltentektonik, die in ihrer ganzen Erstreckung eine straffe Einheitlichkeit bewahrt (Abb. 71, 73, 75). Die penninische Zone beginnt in den ligurischen Alpen, läuft auf der Innenseite der französisch-italienischen Alpen entlang, baut das walliser Gneisgebirge südlich des Rhonetales und die Simplonregion sowie die Tessiner Alpen auf, tritt im Adulagebirge in die Ostalpen ein und verschwindet unter den höheren Decken des Berninagebirges, um dann im Unterengadiner und im Hohen Tauernfenster (Abb. 86) wieder zutage zu treten. Schichtfolge, Gesteinscharakter und tektonischer Bau bleiben sich in allen wesentlichen Eigenschaften durch die ganzen Alpen hindurch gleich. Quert man dagegen die Alpen, so kommt man gegen die Außenseite des Gebirges hin bald in Zonen, die sich in jeder Hinsicht von der penninischen unterscheiden. Auch in anderen großen Kettengebirgen folgen sich im Querschnitt des Gebirges rasch verschiedene Zonen (vgl. Abb. 10).

Das Bild einer einfachen Gliederung in Längszonen wird manchmal dadurch gestört, daß Gebirgsstücke durch Überschiebung aus der einen Zone in das Gebiet einer anderen verfrachtet werden. Deckschollen und Überschiebungsmassen, die aus einer weiter nach der Innenseite des Gebirges liegen-

den Zone stammen, liegen im Gebiet einer äußeren, und die äußeren Zonen werden in Fenstern sichtbar, die die Erosion in den aus den inneren Zonen gekommenen höheren Überschiebungsdecken geöffnet hat. Auch dabei prägt sich aber oft eine vorwiegende Längsausdehnung in der Richtung des Gebirgsstreichens aus. Das Unterengadiner und das Hohe Tauern-Fenster sind am ausgedehntesten in der Richtung W—O (Abb. 86), die Deckschollen der Nordschweiz (vgl. S. 87) ordnen sich, auf derselben Mulde ihrer tektonischen Unterlage liegend, in eine Linie, der Südrand der großen Überschiebungsmasse der nördlichen Kalkalpen verläuft in der Streichrichtung des Gebirges (Abb. 86).

Für die Quergliederung der Zonen ist das Auf- und Absteigen der Deckenachsen von besonderer Bedeutung. So wie ein einzelner Faltenzug oder wie ein Faltenbündel so besitzen auch die Überschiebungsdecken Achsen, die nicht immer parallel zur Erdoberfläche verlaufen, sondern bald darüber emporsteigen, bald darunter tauchen. Diese quer zum Deckenstreichen (also auch quer zum Gebirgsstreichen) gerichteten Aufwölbungen und Einmüldungen der Decken haben zur Folge, daß an den ersteren die höheren Decken durch die Abtragung entfernt, in den letzteren dagegen erhalten sind. Dadurch gelangt man, wenn man das Gebirge der Länge nach durchwandert, in geologisch verschiedene Gebiete. Eine allgemeine Einsenkung der Deckenachsen, ja man kann sagen der ganzen Gebirgsachse, verläuft z. B. in den Alpen als breiter Querstreifen etwa in der Linie Ivrea—Diablerets (Abb. 74). In dieser Einsenkung liegt in der penninischen Zone die große Deckscholle der Dent Blanche, in ihr dringt die Decke des Großen St. Bernhard in weitem Bogen vor (Abb. 74). Ferner ist hier zwischen dem Doppelmassiv des Mont Blanc und der Aiguilles Rouges im SW und dem Aarmassiv im NO der Deckenkomplex der Kalkhochalpen wohl erhalten (vgl. Abb. 79), und endlich springen hier die Decken der Voralpen weit vor den Alpenrand vor. Östlich von dieser Einsattelung folgt die Aufwölbung der Gebirgsachse im Gebiet des Simplon und des Tessiner Gneißmassivs, vor der das kristalline Aarmassiv liegt, während von den Voralpendecken nur vereinzelte Deckschollen erhalten sind. Weiter östlich folgt wieder eine allgemeine Achsensenkung. Infolgedessen sind hier die höheren Decken sehr vollständig

erhalten, wodurch die ganzen Ostalpen in ihrer Zusammensetzung im Gegensatz zu den Westalpen stehen, während eine prinzipielle Verschiedenheit im tektonischen Aufbau keineswegs vorhanden ist.

Als besondere Glieder stellen sich in den großen Kettengebirgen die Massive dar. Man versteht darunter in diesem Zusammenhange Massen alter kristalliner Gesteine, deren jüngere Schichtgesteinshülle abgetragen ist. In tektonischer Hinsicht können diese Massive eine sehr verschiedene Stellung haben. In den Alpen z. B. sind die in einer einheitlichen Zone des Gebirges gelegenen Massive des Mercantour, des Pelvoux, der Belledonne, des Mont Blanc, des Finsteraarhorns und des Gottshards (vgl. Abb. 72) nichts anderes als die Kerne eines Faltenbündels, das in diesen Teilen eine besonders starke Achsenhebung erfahren hat, so daß der alte Untergrund hoch heraufgerückt ist. Eine zweite Art von Massiven sind die Kerne der liegenden Falten und Überfaltungsdecken der penninischen Zone, wie z. B. das Monte Rosa- und das Simplonmassiv. Sie bilden den Übergang zu den ganz wurzellosen „Deckmassiven“ wie dem der Silvretta- und der Ötztaler Alpen, die den Kern von Überschiebungsdecken bilden. Früher faßte man Massive dieser drei Gruppen, soweit sie nur eine mittlere Lage im Alpenkörper einnehmen, als Zentralmassive zusammen. Diese Bezeichnung verbietet sich aber, weil die Massive der Mont Blanc-Zone keine zentrale Lage im geologischen Sinne besitzen, und weil die anderen Massive nicht wurzelnde, d. h. am Entstehungsort ihrer Gesteine befindliche Massen sind. Die kristallinen Deckfaltenkerne der penninischen Zone besitzen zwar zum Teil eine zentrale Lage; sie reichen aber bis an den Innenrand des Gebirges.

Besteht ein Gebirge aus einzelnen Kulissen, die sich, im Streichen ähnliche Bahnen einschlagend, gegeneinander staffeln, so ergibt sich eine naturgemäße Gliederung nach diesen einzelnen Ketten oder Sattelgebirgen. Ein Beispiel bieten dafür die Rocky Mountains in der Umrandung des Coloradoplateaus.

C. Faltengebirgstypen.

Von dem Gegensatz zwischen dem alpinen und dem andinen Faltengebirgstypus ist schon die Rede gewesen. Abgesehen von diesen kann man auch nach dem Grade der Zu-

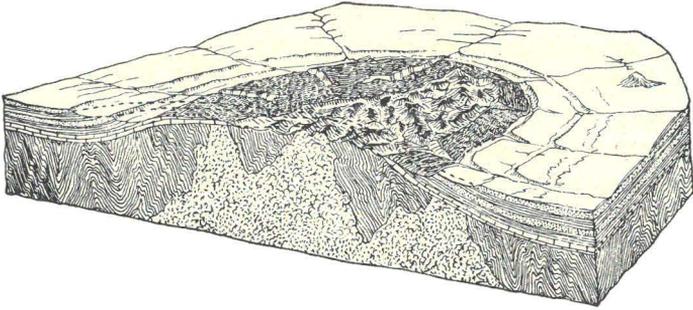


Abb. 62. Diagramm der Black Hills. (Vgl. S. 60!) Nach W. M. DAVIS und BRAUN.

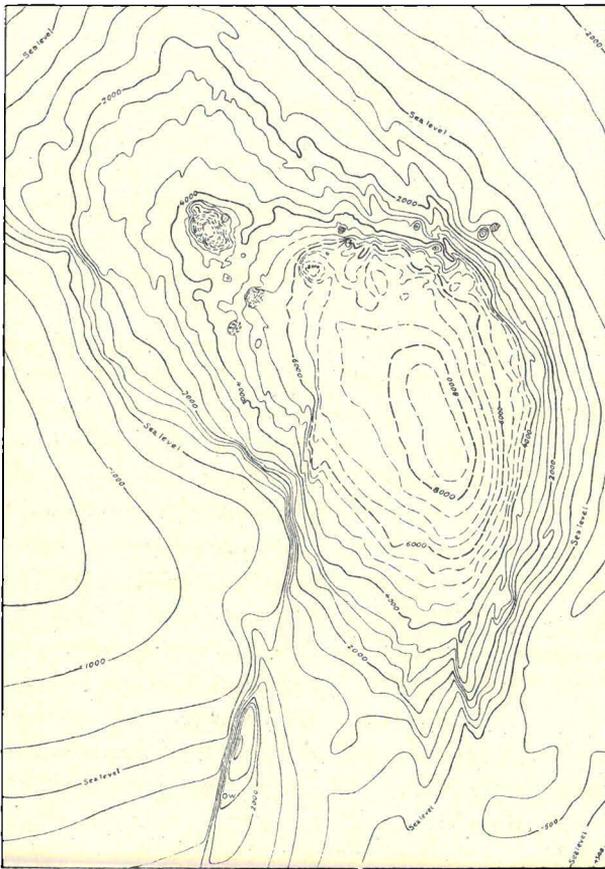


Abb. 63. Strukturkarte der Aufsattelung der Black Hills (Dakota). Die Höhenlinien stellen die Oberfläche des Minnekahte-Kalkes (Karbon) dar. Soweit die Höhenkurven gestrichelt sind, ist diese Formationsstufe abgetragen und ihre ehemalige Lage ergänzt. Die Kulissenfalten treten deutlich hervor. Nach DARTON.

sammenstauchung, nach den Dimensionen und nach dem Baumaterial verschiedene Typen von Faltengebirgen unterscheiden.

1. Kuppelgebirge. Diese Art von Faltengebirgen ist auch morphologisch gut charakterisiert, so daß wir sie schon als besondere Abteilung in der geographischen Einteilung der Gebirge aufgeführt haben (S. 17). Diese Gebirge, auch wohl „periklinale Gebirge“ genannt, stellen kuppel- oder blasenförmige Auftreibungen der Erdrinde dar, bestehen also aus einem einzigen Sattel, weshalb sie auch „Sattelgebirge“ oder „Monoantiklinalen“ (Antiklinale = Sattel) genannt werden. Abb. 62 zeigt das Diagramm der Black Hills, die dem Ost- rande des nordamerikanischen Felsengebirges vorgelagert sind. Die Schnitte vorn und rechts zeigen den Aufbau des Gebirges aus gefalteten kristallinen Schiefern, in die sich ein Granitstock eingezwängt hat, und ungleichförmig darüber lagernden, kuppelförmig gewölbten Schichtgesteinen, die in der Mitte des

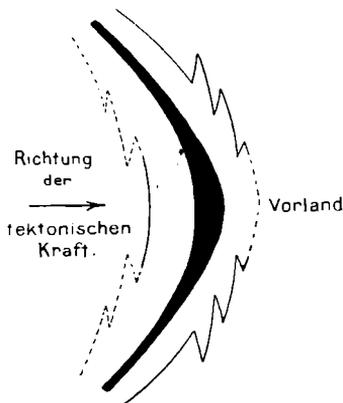


Abb. 64. Schematischer Grundriß eines bogenförmigen Sattelgebirges mit Kulissenfalten. Motiv: Black Hills und Bighorn Mountains, Nordamerika. Nach v. STAFF.

Gebirges abgetragen sind. Eine genauere Untersuchung zeigt allerdings, daß die Black Hills nicht durch eine einfache kuppelförmige Auftreibung, sondern durch einen einseitigen Druck entstanden sind, durch den ein kurzer Gebirgsbogen mit Kulissenfalten aufgestaut wurde (Abb. 63), welche letztere sich randlich an den Abfall der Kuppel ansetzen und der Gebirgsseite einen steileren, dem Vor- bzw. Rückland einen flacheren Schenkel zukehren (Abb. 63 u. 64). Diese Kulissenfalten sind etwas anderes als die Kulissen (S. 15). Sie sind kurze,

sekundäre Antiklinalen, die mit der Bogenform einer Monoantiklinale in ursächlichem Zusammenhang stehen.

2. Faltengebirge im engeren Sinne. In ihnen hat der Gebirgsdruck vorwiegend nur aufrechte Faltenzüge, keine Decken erzeugt. Morphologisch sind sie Kettengebirge. Das klassische Beispiel für diesen Typus ist der Schweizer Kettenjura; auch die amerikanische Kordillere gehört hierher.

3. Deckengebirge. Sie zeigen Aufbau aus Überschiebungsdecken und gehören geographisch ebenfalls zu den Kettengebirgen. Die Alpen als best studierten Vertreter dieses Typus werden wir noch eingehender kennen lernen.

Über die Unterscheidung von einfachen und zusammengesetzten Gebirgen nach dem Baumaterial vgl. S. 7.

D. Faltengebirgssysteme.

Unter einem „Faltengebirgssystem“ versteht man eine Mehrheit von Faltengebirgen, die erdgeschichtlich die gleiche Entwicklung durchgemacht haben, gleichen Bau besitzen und geographisch miteinander verbunden sind oder gleiche Richtung besitzen. Als „Leitlinien“ eines Systems bezeichnet man die Hauptstreichrichtungen seiner Gebirge.

Die Anordnung der Leitlinien ist bei verschiedenen Gebirgssystemen so ungleich, daß allgemeine Gesetze für dieselbe schwer auffindbar sind. Das alpine Gebirgssystem z. B. (Alpen, Apennin, Sizilien, nordafrikanisches Faltengebirge und betische Kordillere [andalusisches Faltengebirge]) besitzt eine wirbelförmige Anordnung der Leitlinien, d. h. es schließt sich Bogen an Bogen, so daß ein Bild entsteht, wie es Wirbel in einer Wasserfläche bieten. Abgesehen vom Balkan, mit dem das System gegen das Schwarze Meer auszuklingen scheint, zeigen alle diese Gebirge Deckenbau. Ihre erdgeschichtliche Entwicklung zeigt große Übereinstimmung, der Charakter ihrer Zonen bleibt auf große Erstreckung der gleiche, die Zeit ihrer Entstehung ist im großen und ganzen dieselbe. Auch die Einbrüche an den Innenrändern und der Austritt von Eruptivmassen an diesen Stellen, wovon im folgenden Abschnitt noch die Rede sein wird, ist ein gemeinsames Merkmal. So gibt sich dieser Gebirgskomplex als ein zusammengehöriges Ganzes zu erkennen.

Ganz anders ordnen sich die Leitlinien des Gebirgssystems der „westlichen Altaiiden“. Zu diesem gehören die Ketten, die vom russischen Altai ausgehen, bzw. sich südlich an diesen anschließen, bis zum Tien-schan. Hier laufen die Leitlinien annähernd parallel und zeigen das Bestreben, sich nach Westen zu verlängern, je weiter südwärts das Gebirge liegt (Abb. 65). Hierdurch wie durch eine ähnliche Entwicklungsgeschichte geben sie ihre Zusammengehörigkeit zu erkennen.

Das karbonische Gebirgssystem des mittleren und westlichen Europa besteht aus zwei Bogen, deren Leitlinien einen Winkel mit nach innen konvexen Schenkeln bilden. Daß sie ein einheitliches System sind, geht aus der Verschmelzung des nordöstlich gerichteten variscischen und des nordwestlich gerichteten armorikanischen Bogens im französischen Zentralplateau und aus dem Übergang im Streichen von dem östlichen zum westlichen Bogen in ihren nördlichen Teilen hervor.

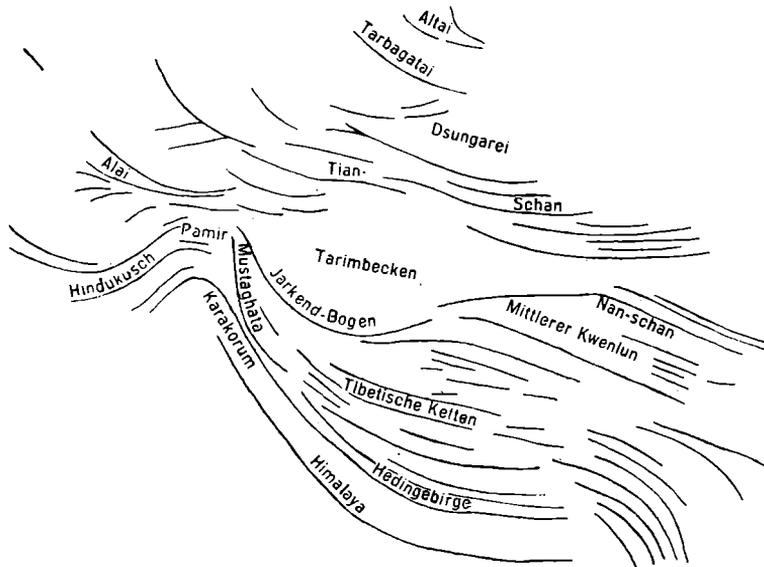


Abb. 65. Leitlinien der Gebirge des westlichen und südlichen Zentralasiens. Nach LEUCHS.

Wieder eine ganz andere Anordnung zeigen die Faltengebirge des südlichsten Afrika, von denen zwei etwa in der Richtung der westlichen und der östlichen Küste, ein drittes im Süden quer dazu streicht, so daß die Leitlinien ein nach Norden offenes Trapezoid ohne die eine der parallelen Seiten bilden.

Der äußerliche Zusammenhang von Gebirgen darf nicht ohne weiteres als Beweis für den inneren genommen werden. So besteht der Altai aus zwei geologisch verschiedenen und ungleichaltrigen Stücken, dem Gobi-Altai und dem viel jüngeren russischen Altai, und das Sajanische Gebirge aus den geologisch getrennten Stücken West-Sajan und Ost-Sajan.



Abb. 66. Die heute oberflächlich sichtbaren Reste des Gebirgssystems des armorikanischen und des variscischen Bogens (mit Ausnahme der Lysa Gora). In ihre Umrisse sind einige Streichlinien der Gesteine eingetragen. *H* = Harz, *E* = Erzgebirge, *R* = Rheinisches Schiefergebirge, *V* = Vogesen, *C* = Französisches Zentralplateau, *J* = südwestliches Irland. (Vgl. S. 62.)

Gebirgssysteme verschiedenen Alters können ineinandergeschachtelt sein. Ältere Gebirge sind zerbrochen und teilweise niedergesunken; in den Senkungen sind neue Gebirge entstanden. In diesem Sinne versteht man unter „Rahmenschaltung“ die Faltung eingesunkener Regionen innerhalb stehengebliebener, starrer Massen, deren Grenzen oft den Falten in den „gerahmten Feldern“ den Verlauf vorschreiben. So liegt das alpine Gebirgssystem in einem von im Altertum der Erdgeschichte entstandenen Gebirgen geschaffenen Rahmen, das niederdeutsche Faltenystem innerhalb variscischer Horste.

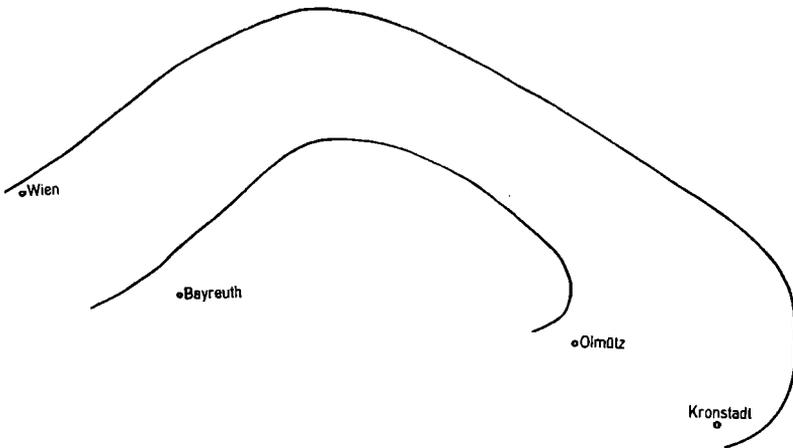


Abb. 67. Leitlinien des Gebirgsbogens der Karpathen (außen) und des nordöstlichen Abschnittes des variscischen Bogens (innen), um die gleiche Form beider zu zeigen. Während die Leitlinie der Karpathen so gewählt ist, daß sie durch die äußerste Zone läuft, ist für die Linie des variscischen Bogens eine innere Zone gewählt, weil die äußeren Zonen nicht erhalten sind. Tatsächlich besaß der variscische Bogen eher noch größere Dimensionen als der karpathische. Im Verhältnis zu der Leitlinie des variscischen Bogens, wie sie hier dargestellt ist, würde Berlin gerade an der äußersten Umbiegungsstelle der den Karpathenbogen darstellenden Linie liegen.

Andererseits ragen in jüngeren Faltengebirgen Stücke älterer auf, so in den Alpen die Massive der Mont Blanc-Zone, im westlichen Mittelmeergebiet die von jungen Kettengebirgen umschlungenen alten Massen Sardinien und des westlichen Korsika, in den Gebirgen der Balkanhalbinsel die thrakische Masse.

In eigentümlicher Weise wiederholen manchmal jüngere Systemabschnitte die Gestaltung älterer: Der karpathische Gebirgsbogen hat einen ähnlichen Grundriß wie der nördliche Teil des

variscischen Bogens (Abb. 67), und der alte Bogen des nördlichen Spanien bildet ein Gegenstück zu dem des andalusischen Faltengebirges.

E. Die Umformung der Faltengebirge.

a) Die tektonische Umformung.

Die ursprüngliche, durch den Faltungsvorgang geschaffene Gestalt der Faltengebirge erfährt eine Umwandlung durch tektonische Vorgänge und durch die Einwirkung der exogenen Kräfte.

Man hat „homöomorphe“ und „heteromorphe“ Faltengebirge unterschieden. Zu ersteren gehören diejenigen, die nur Faltung zeigen, zu letzteren solche, in denen neben den tangentialen auch radiale Dislokationen auftreten. Ob es überhaupt viel homöomorphe Gebirge gibt, muß zweifelhaft erscheinen. In den Westalpen z. B. spielen Verwerfungen eine geringe Rolle, ohne aber ganz zu fehlen. Das Säntisgebirge ist, besonders betrachtet, homöomorph; denn seine zahlreichen Querverschiebungen sind tangentialer Natur. Die meisten Faltengebirge sind heteromorph.

Sehr verbreitet ist bei den Faltengebirgen die sogenannte „innere Abrißverwerfung“, eine Verwerfung oder ein System von Verwerfungen, die einen Längsstreifen am Innenrande des Gebirges in die Tiefe versenkt haben. Solche „Faltengebirge mit innerem Abbruch“ sind in Europa verbreitet. So liegt der innere Teil der Westalpen infolge einer Versenkung von bedeutender Sprunghöhe in der Tiefe unter den jungen Ablagerungen der Poebene. Die Karpathen sind auf der Innenseite sehr stark zerbrochen, so daß die Wurzeln ihrer Überschiebungsdecken unsichtbar sind. Der Karpathenabbruch zeichnet sich durch das Empordringen großer Eruptivmassen aus, das mit der Zerklüftung der Erdkruste in dieser Zone in irgendeinem ursächlichen Zusammenhang stehen muß. In gleicher Weise finden sich Vulkanbauten auf der Innenseite des Apennin, dessen Wurzelregion infolge von Absenkung größtenteils unter dem Tyrrhenischen Meere liegt und nur im östlichen Korsika sichtbar ist.

Nach der Faltung entstandene Brüche können die Faltengebirgskörper in der Richtung des Streichens oder unter irgendeinem Winkel zu demselben durchsetzen. Man unterscheidet

danach Längs- und Querbrüche. Als spießbeckige oder diagonale Verwerfungen bezeichnet man solche, die schräg zum Streichen gerichtet sind. „Längsschollen“ werden durch Längsbrüche, „Querschollen“ durch Querbrüche begrenzt (Abb. 68). Von Brüchen durchsetzte Faltengebirge werden „zerbrochen“ genannt; zertrümmern die Verwerfungen die Gebirge ganz und gar, so daß nur noch Bruchstücke davon übrig bleiben, während andere ganz in die Tiefe versenkt sind, so spricht man von Faltschollengebirgen (vgl. S. 116).

Eine ziemlich bedeutende Rolle spielen Verwerfungen in den nördlichen Kalkalpen. Sie treten bei flüchtiger Betrachtung

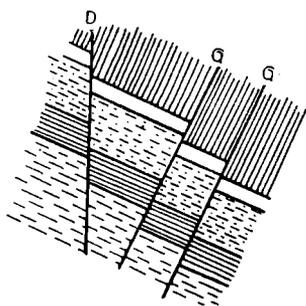


Abb. 68. Spießbeckige oder Diagonalverwerfung (*D*) und Querbrüche (*Q*, *Q*).

so sehr in den Vordergrund, daß man früher den Ostalpen einen ganz anderen Bauplan zusprechen zu müssen glaubte als den Westalpen, während in Wahrheit auch bei ihnen die herrschende Dislokationsform die Überschiebungsdecke ist. Das Ostende der Alpen wird durch Verwerfungen abgeschnitten, die den Zusammenhang mit den Karpathen ganz unterbrechen. Andere wichtige Bruchlinien sind die Verwerfungen, mit

denen das Säntisgebirge zum Rheintal absinkt und die „Judikarienlinie“ in den Südalpen.

„Kulissenverwerfungen“ sind Brüche, die schräg zur Hauptrichtung eines Gebirges streichen, also zu diesem so gerichtet sind, wie die Kulissen zur Haupterstreckung einer Bühne (Abb. 69).

Ein durch nachträgliche Brüche stark zerhacktes (und durch das Aufquellen großer Massen vulkanischen Gesteinschmelzflusses deformiertes) Faltengebirge sind die Basin Ranges des südwestlichen Nordamerika. Ein Faltengebirge, von dem nur noch einzelne Bruchstücke aufragen, ist der Antillenbogen.

β. Die Umformung durch Abtragung.

Die äußere Gestaltung der Faltengebirge wird durch den inneren Bau vorgezeichnet. Auf die Modellierung in den Einzelheiten hat die Einwirkung der exogenen Kräfte auf das verschiedene Gesteinsmaterial einen wesentlichen Einfluß: wider-

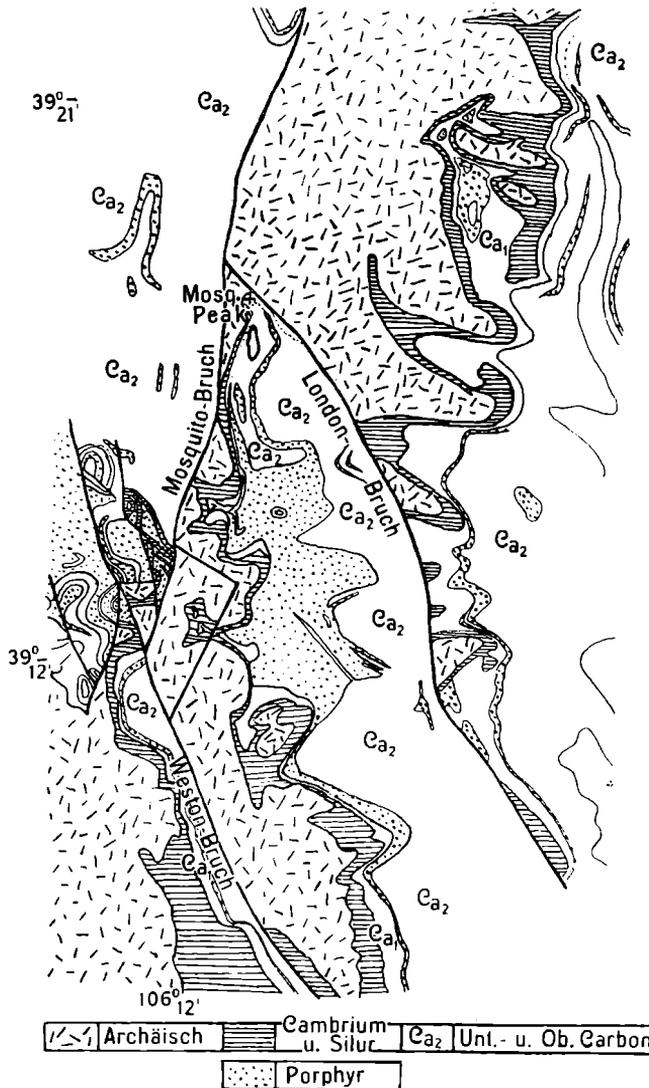


Abb. 69. Kulissenbrüche in den Rocky Mountains östlich von Leadville. Nach EMMONS und SUESS. (Statt Ca_2 lies: Ca_1 und Ca_2 .)

standsfähige Gesteine bilden Hervorragungen, schwache Vertiefungen. Die zonare Anordnung der Gesteine in den Faltengebirgen führt zu einer zonalen Anordnung der Verwitterungstypen. Der Habitus der Berge in den kristallinen Massiven der Alpen ist ein anderer als derjenigen in den Kalkalpen

oder in den aus weichen Schiefen aufgebauten Gebirgszonen. Dadurch wird der Charakter der Oberflächenformen bestimmt. Daß aber der innere Bau durch die Abtragung vielfach zerrissen und verschleiert wird, geht ja schon aus den Schwierigkeiten hervor, mit denen die Erforschung des Faltengebirgsbaus zu kämpfen hat. Die Erosion zerstört die Sättel durch Schaffung von Längstälern, die ihre Kerne bloßlegen (Abb. 5), die Überschiebungsdecken durch Abtragung bis auf kleine Deckschollen. Sie formt Gipfel aus allen Elementen des Faltengebirgsbaus und senkt Täler in Faltschenkel und Gewölbescheitel in jeder Richtung zum Gebirgsstreichen. So entstehen alle Übergänge von jungen Faltengebirgen, in denen der Bau noch die Oberhand hat und tektonisch gehobene Gebiete auch orographisch noch Hervorragungen bilden, zu reifen, zu alten und erlöschenden Falten und schließlich zu Rumpflandschaften (Abb. 49, Profil, Abb. 93).

Auf die Art der Abtragung durch Umformung sind die klimatischen Verhältnisse, Temperaturunterschiede, Ort und Menge der Niederschläge, Vorhandensein oder Fehlen von Gletschern, Vorwalten von Schuttaufräumung oder Schutthäufung von großem Einfluß. In abflußlosen oder niederschlagsarmen Gegenden ersticken die Berge in ihren tieferen Teilen im Schutt, in feuchten Gebieten mit Abfluß werden die Verwitterungsprodukte zu einem guten Teil aus dem Gebirge herausgeführt. Vegetation hindert die Abtragung in vielen Fällen. Vergletscherung schafft ein bezeichnendes „Glazialrelief“.

In größeren Gebirgstteilen haben die Gipfel oft alle annähernd gleiche Höhe (Abb. 70). Diese Tatsache wird entweder so gedeutet, daß ein „oberes Denudationsniveau“ das Vorhandensein von Emporragungen oberhalb einer bestimmten Höhe bei dem Klima des betreffenden Gebietes unmöglich macht, oder so, daß diese Gipfel Überreste einer ehemals geschlossenen Abtragungsfläche, einer Fastebene, sind, die nach Hebung der Region von einem neuen Abtragungsprozeß ergriffen wurde und sich nun in einem bereits weit vorgeschrittenen Zustande der Zerrfurchung befindet. Neuerdings ist nachgewiesen, daß die „Gipfelflur“ der Alpen noch andere Entstehungsursachen hat: Die scharfen Firne des Gebirges unterliegen einer raschen Zerstörung, die durch die große Intensität

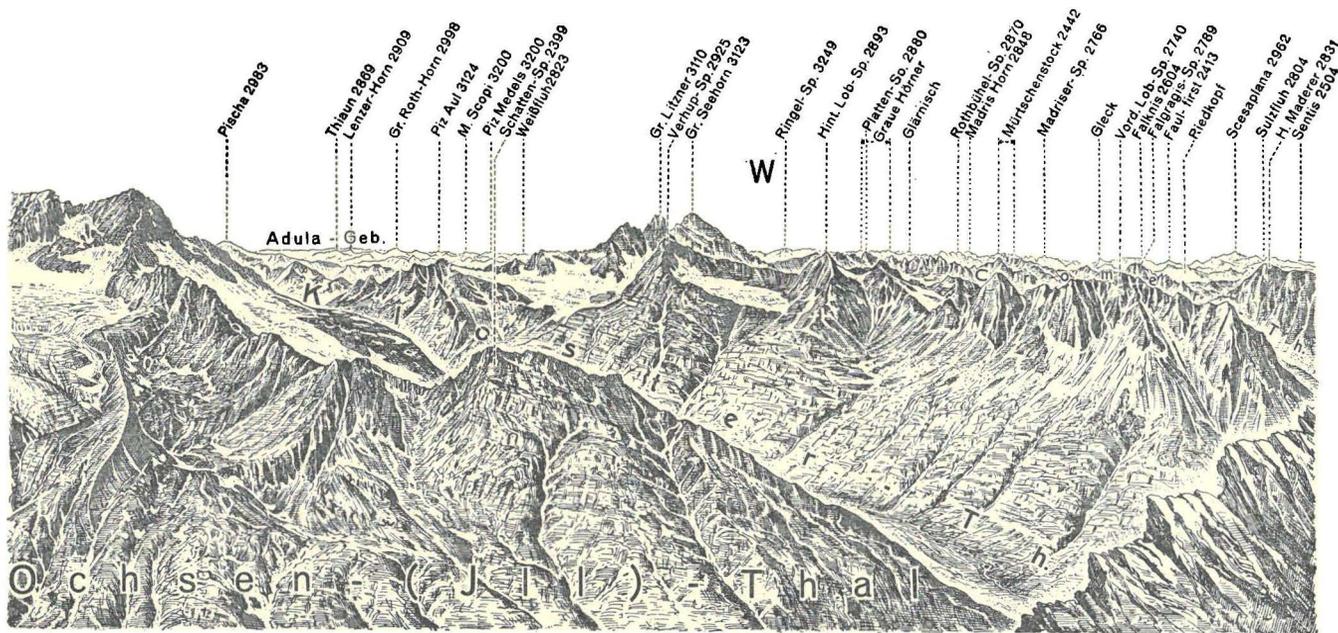


Abb. 70.

Alpines Gipfelmeer. Gipfelkonstanz. Im Mittelgrunde Kette mit Grat und Scharten. Oben scharfe, unten gerundete (durch Gletscherwirkung entstandene) Formen. — Aussicht vom Hohen Rad, Silvrettagruppe, Ostalpen. Nach IMMLER und v. SIEGL.

der Verwitterung und die Steilheit der Formen bedingt wird. Da jene mit der Höhe zunimmt, so müssen *ceteris paribus* die höheren Gipfel und Firste stärker zerstört und rascher erniedrigt werden als die tieferen, so daß bei langer Dauer des Zerstörungsprozesses eine Verminderung der Höhenunterschiede in der Firstregion eintritt. Somit ist die Konstanz der Gipfelhöhen nicht eine von einer früher vorhandenen Fastebene ererbte, sondern eine in der Entstehung begriffene Eigenschaft. Die Wegräumung des Schuttes, der, wenn er an Ort und Stelle bliebe, die Firste und Gipfel einhüllen müßte, ist in den Alpen durch rinnendes Wasser und namentlich durch das Eis bewirkt, und die Schneefelder der Eiszeit haben die Hänge immer in ihrer Steilheit erhalten und die Firste des Gebirges zugescharft. Die Umformung eines rasch und andauernd emporsteigenden, ursprünglich eine Fastebene darstellenden Gebietes muß in den mittleren Stadien ihrer Entwicklung zur Ausbildung von scharfen Kämmen führen, deren Höhe zu der Tiefe der benachbarten Täler in einem gewissen Verhältnis steht. Bewirkt der Fortgang der Hebung eine Vertiefung der Täler, so werden auch die Kämmе dazwischen erniedrigt, indem sie immer aufs neue zugescharft werden. Erst wenn die Hebung nachläßt, schneiden sich die Flüsse stärker ein, als der Gebirgssockel sich hebt, und nun erst beginnt die Verflachung der Kämmе.

In denjenigen Gebirgen, in denen die Gipfelhöhen keine besonders großen Höhenunterschiede aufweisen, ist gewissermaßen der ganze Bau durch eine annähernd horizontale Fläche oben abgeschnitten. Diese Fläche trifft in den tektonisch stärker gehobenen Gebirgstteilen ältere Formationen als in den Gebieten geringerer Hebung. In den Regionen der allgemeinen Achsenhebung werden auf diese Weise auch die tiefsten Bauelemente des Gebirges sichtbar, während die höheren hier entfernt sind. Auf diese Weise verschafft uns z. B. die Deckenquerwölbung der Simplonregion und des Tessiner Gneißgebirges einen Einblick in den Bau der Alpen in einem Schnitt von mehr als 20 km Mächtigkeit.

F. Alte und junge Faltengebirge.

Die Abtragung von Faltengebirgen vollzieht sich nur in geologischen Perioden von längerer Dauer. Rumpfgebirge haben

fast stets ein beträchtliches geologisches Alter, wohlerhaltene Faltengebirge entstammen einer jungen Entstehungszeit. Im Laufe der Erdgeschichte sind Faltengebirge zu verschiedenen Zeiten entstanden und abgetragen. Faltung der Erdkruste ist eine ganz allgemein verbreitete Erscheinung. Zu irgendeiner Zeit hat an jeder Stelle der Erde ein Faltengebirge gestanden. Auch unter flach lagernden Schichten trifft man in der Tiefe Faltenland, das, in die Tiefe versenkt, eine Hülle aus darüber abgelagerten Schichten erhalten hat, die sich in ungleichförmiger Lagerung über die abgetragenen Falten legen.

Die von der Geologie unterschiedenen Hauptabschnitte der Erdgeschichte sind in der folgenden Tabelle dargestellt, in der zugleich einige Gebirge verzeichnet sind, und zwar bei den Perioden, in denen sich ihre endgültige Gestaltung vollzogen hat. Gewisse Perioden sind reicher an Faltengebirgsbildung als andere, die Zeiten der Ruhe in der Erdkruste gewesen zu sein scheinen. Zu jenen gehört die karbonische und die Tertiär-, zu diesen die Triasperiode. Je tiefer wir freilich in die Erkenntnis der gebirgsbildenden Vorgänge eindringen, desto mehr zeigt es sich, daß die Bildung der einzelnen Gebirge sehr lange gedauert hat und daß es meist leichter ist, den Schluß der Faltung zeitlich festzulegen als den Anfang.

Jede Gebirgsbildung muß jünger sein als die jüngste noch mitgefaltete Schicht und älter als die älteste Schicht, die in ungleichförmiger Lagerung die abgetragenen Falten überdeckt (Abb. 105). Dies gilt sinngemäß auch von dem Alter der Verwerfungen: sie sind jünger als die jüngste noch verworfene Schicht und älter als eine solche, die die abgetragene Verwerfung überdeckt (Abb. 104).

Ungefaltete archaische Gesteine sind unbekannt. Man darf daraus wohl den Schluß ziehen, daß in der Urzeit der Erde Faltung allgemein war. Daraus folgt dann aber, daß gefaltete Räume abermals gefaltet werden können; denn alle jüngeren Faltengebirge müssen gefaltetes Archäikum einschließen. Und doch läßt eine Betrachtung der örtlichen und zeitlichen Verhältnisse aller jüngeren Faltengebirgsbildungen erkennen, daß die Faltung sich örtlich mehr beschränkt, und daß vielfach Gebiete älterer Faltung von der jüngeren Faltung gemieden werden, oder daß die jüngere Faltung schwächer ist oder nur in den eingebrochenen Regionen des älteren Faltenlandes erfolgt. Die

Tabelle der geologischen Formationen mit Angabe einiger wichtiger Gebirgsbildungen.

Formationsgruppen	Formationen	Stufen	Gebirge
Neuzeit der Erdgeschichte oder Känozoikum	Quartär	Alluvium (Jetztzeit) Diluvium (Eiszeit)	Deutsches Schollengebirge Himalaya Alpines Gebirgssystem Pyrenäen Rocky Mountains
	Tertiär	Neogen (Jungtertiär) Eogen (Alttertiär)	
Mittelalter der Erdgeschichte oder Mesozoikum	Kreide	Oberkreide Unterkreide	Deutsches Schollengebirge
	Jura	Malm Dogger Lias	
	Trias	Obertrias Mitteltrias Untertrias	
Altertum der Erdgeschichte oder Paläozoikum	Perm	Oberperm Unterperm	Appalachen Ural Variscisch-armorikanisches Gebirge Tien-schan usw. Afrikanische Altiden
	Karbon	Oberkarbon Unterkarbon	
	Devon	Oberdevon Mitteldevon Unterdevon	Kaledonisches Gebirge
	Silur	Ober-Silur Unter-Silur	
	Ordovicium	Oberes Ordovicium Unteres Ordovicium	Sahariden
	Cambrium	Obercambrium Mittelcambrium Untercambrium	
Vorzeit der Erdgeschichte oder Proterozoikum			Gebirgsbildungen im alten Scheitel Eurasiens (?), im baltischen Schild und im nordamerikanischen Proterozoikum im Gebiet der großen Seen
Urzeit der Erdgeschichte oder Archäikum			Alte Falten Brasiliens, Westaustraliens, Afrikas, des nord-europäischen Archäikums, des alten Scheitels Eurasiens, des kanadischen Schildes usw.

älteren Faltungen machen sich vielfach orographisch nicht bemerkbar, d. h. sie bilden keine Gebirge im geographischen Sinne mehr, sondern sind nur an der ungleichförmigen Auflagerung ihres Deckgebirges zu erkennen. Wo sie als Rumpfgebirge erscheinen, verdanken sie ihren morphologischen Charakter nicht der Faltung, die ihren inneren Bau erzeugte, sondern späteren Vorgängen, die zu einer Heraushebung führten (vgl. S. 107). Je älter ein Faltengebirgsland ist, desto schwieriger ist seine Struktur entwirrbar; bei den ganz alten macht eine allgemeine Gesteinsumwandlung und die starke Durchdringung mit Eruptivgesteinen im Verein mit der tiefreichenden Abtragung die Erkennung des Baus oft geradezu unmöglich. Auffallend ist die wirbelförmige, gekröseartige Anordnung der Falten in manchen Gebieten archaischer Gesteine. Es ist schwer zu entscheiden, ob wirklich die archaische Faltung individuelle Faltengebirge oder nicht vielmehr eine allgemeine Runzelung der Erdhaut hervorbrachte. Alte Faltengebirge, deren ehemaliger Verlauf und innerer Bau erkennbar sind, haben besondere Namen erhalten. Je weiter man von dem das Mittelmeer umgebenden, in der Tertiärzeit vollendeten alpinen Gebirgssystem nach Norden und nach Süden vorschreitet, in desto ältere Faltungen gelangt man, zunächst in karbonische, dann in altpaläozoische. Zu letzteren gehören die „Sahariden“ der westlichen Sahara und das „kaledonische Gebirge“ in Skandinavien, Großbritannien und Irland, zu ersteren die spanische Meseta, der armorikanische und der variscische Bogen. Die zentralasiatischen Gebirge vom Russischen Altai bis zum Jarkendbogen (westlichen Kwen-lun) verdanken ihre definitive Faltung ebenfalls vorwiegend der Karbonzeit, während der Himalaya tertiären Alters ist. Die Faltung der Rocky Mountains erfolgte im wesentlichen am Ende der Kreidezeit, in der kalifornischen Küstenkordillere sind noch jungtertiäre Schichten aufgerichtet. Die Appalachen waren am Ende des Perms vollendet, soweit ihr Faltenbau in Frage kommt.

Posthum (d. h. nachgeboren) nennt man eine Gebirgsbildung, die in einem bereits früher gefalteten Gebiete Falten von einer Streichrichtung erzeugt, die mit derjenigen des alten Gebirgsstreichens übereinstimmt. So ist die jungpaläozoische Faltung des Urals posthum auf der alten Faltung des eurasia-

tischen alten Scheitels, die Aufwölbungen des Schwarz- und des Odenwaldes sind posthum auf dem variscischen Gebirge.

2. Junge Faltengebirge.

Die von verschiedenen Gesichtspunkten aus gewonnenen Einteilungen der Faltengebirge, wie z. B. die in homöomorphe und heteromorphe, in einfache und zusammengesetzte, in gleichförmige und ungleichförmige, in asymmetrische und symmetrische, in Faltengebirge und Deckengebirge, in geradlinige und bogenförmige, ergeben durch Kombination dieser verschiedenen Klassen eine Systematik, der doch immer etwas Unvollkommenes und Unbefriedigendes anhaftet. Das liegt daran, daß jedes Gebirge ein Individuum mit so viel eigenartigen Charakterzügen ist, daß keines dem anderen völlig gleicht, ja daß keines mit einigen wenigen Eigenschaftswörtern anderen gegenüber genügend gekennzeichnet werden kann. Viele Faltengebirge bedecken weite Räume der Erdoberfläche und haben eine nur in den großen Zügen gemeinsame, für die einzelnen Zonen und Teile aber sehr mannigfaltige Entwicklungsgeschichte. Es erscheint daher geboten, auch in einem der allgemeinen Gebirgskunde gewidmeten Buche, das es sich in erster Linie zur Aufgabe stellt, die allgemeinen Gesetze des Gebirgsbaus aus der Fülle der Einzelercheinungen abzuleiten, wenigstens einige Gebirge etwas ausführlicher zu behandeln, um auf diese Weise zu zeigen, welche Fragen die Gebirgskunde besonders interessieren und in welchen Richtungen die noch weniger bekannten Gebirge besonders untersucht werden müssen. Hierfür kommen in erster Linie die Alpen in Betracht, die das best untersuchte große Faltengebirge darstellen. Ihr Bau gibt uns den Schlüssel zum Verständnis der anderen Teile des alpinen Gebirgssystems und der anderen großen Faltengebirge der Erde, junger und alter, und ein Überblick über ihren Bau wird schon dadurch geboten, daß derselbe vielfach, namentlich in der geographischen Literatur, noch nach veralteten Anschauungen geschildert wird.

A. Die Alpen als Beispiel für ein junges Faltengebirge.

Die Alpen besitzen die Form eines liegenden S. Sie bedecken einen Flächenraum von 220000 qkm, besitzen eine

Länge von 1300 km am konvexen und von 750 km am konkaven Rand, eine Breite von 130 km in der Gegend des Mont Blanc und 240 km in der Gegend von Verona. Die Süd- ist die Innenseite, die Nord- und West- die Außenseite. Der größte Teil des Gebirges zeigt ausgesprochene Bewegung der Falten und Decken von innen nach außen. Die Poebene stellt das Rückland, die oberdeutsche und die schweizerische Hochebene das Vorland der Alpen dar. Man glaubte früher, daß das böhmische Massiv, Schwarzwald und Vogesen, das französische Zentralplateau usw. einen stauenden Einfluß auf die Alpen gehabt und als Widerlager der Faltung gedient hätten, etwa so wie das Plateau von Ufa den Falten des Ural Widerstand leistet. Aber eine solche Rolle kann nur den in der Zone des Mont Blanc gelegenen alten Massiven zugesprochen werden, deren Lage auf die Entwicklung der Überschiebungsdecken von Einfluß ist; der natürliche Außenrand der Alpen liegt am Südrand der schweizerischen Hochebene und die äußeren der französischen subalpinen Ketten zeigen eine schwache und unentschiedene Faltung.

Die wichtigste Zone der Alpen ist die penninische. Sie zeigt sich vom Südwestsaum der Poebene bis an den westlichen Erosionsrand der ostalpinen Decken in Graubünden in ununterbrochenem Zusammenhange und nimmt in einem Querschnitt durch die westlichen Alpen die Hälfte des ganzen Gebirges ein (Abb. 71, 73). Ihre Gesteine bleiben sich überall gleich: die ältesten sind Gneise und andere kristalline Schiefer, die wahrscheinlich karbonischen und permischen, vielleicht aber auch höheren Alters sind. Darauf legen sich konkordant (d. h. die Bankung der Gneise und die darüber lagernden Schichten liegen parallel) Quarzite, Schiefer, Dolomite, Marmore, Rauhwacken (das sind löcherige Dolomite und Kalke) und Gipse der Trias. Als jüngster Gesteinskomplex folgen darauf Kalkglimmerschiefer und Marmore, wahrscheinlich jurassischen Alters, die in Frankreich Glanzschiefer, in der Schweiz Bündner Schiefer genannt werden. Zonenweise reichlich in sie eingeschaltet sind Grünschiefer, die mannigfach veränderte Diabase und verwandte Eruptivgesteine darstellen und fast ausschließlich als lagerförmige Einschaltungen in den Glanzschiefern auftreten.

Die ganze penninische Zone wird aus liegenden Falten, Deckfalten und Überfaltungsdecken aufgebaut. Die Gneise bilden gewaltige liegende oder sogar nach vorn abwärts tauchende Sättel, die von Triasgesteinen ummantelt werden, und zwischen denen liegende oder sogar mit ihren Scharnieren aufwärts zeigende Mulden auftreten. Wo die weiter außen im Gebirge liegenden Massive durch Absinken ihrer Achse Raum geben, dringen diese Decken weit vor, hinter den Massiven stauen sie sich auf. Die größten Dimensionen erreicht unter den Deckfalten der penninischen Zone die Decke des Großen St. Bernhard. In den französisch-italienischen Alpen (Abb. 71)

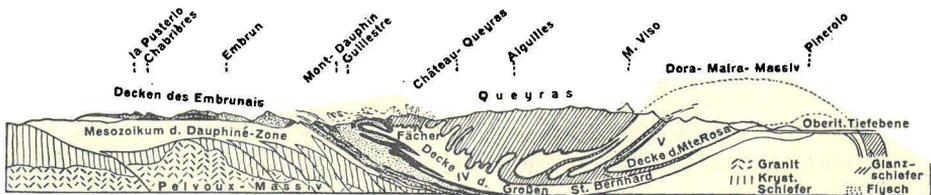


Abb. 71. Geologisches Profil durch die französisch-italienischen Westalpen. Nach ARGAND.

stellt sie einen liegenden Sattel dar, der als Ganzes muldenförmig gebogen ist und von seinen Schenkeln zahlreiche seitliche Ausstülpungen entsendet. Auch das Scharnier dieses Sattels ist gefaltet, und zwar fächerförmig, so daß die Teilfalten teils nach Westen, teils nach Osten gerichtet sind. Dieser Fächer, der weiter südlich noch aus Glanzschiefen besteht, weiter nördlich aber infolge des Ansteigens seiner Achse und der tiefergreifenden Abtragung erst Karbon und dann die Gneise des Kernes zutage treten läßt, liegt etwa in der Mitte

Abb. 72. Tektonische Karte der Westalpen bis zum Simplon. *I* Subalpine Ketten und savoyische Kalkhochalpen, *Ib* Voralpen der Seealpen, *Im* Zone des Gapençais, *Id* Dévoluy und Bochaine; *II* Delphino-savoyische Zone oder Zone des Mont Blanc; kristalline Massive, *IIa* Sedimenthülle derselben, *IIad* Saum des Mercantour und Zone des Embrunais; *III* Zone des Briançonnais, *IIIa* Zone der Aiguilles d'Arves, *IIIu* Überschiebungsdecke der Ubaye und der Seealpen, *IIIb* Karbonzone, deren Bau sich in der Zone *a—a* in ihren jüngeren Gesteinen fortsetzt, *IIIc* Unterzone der Vanoise, *IIIbc* die vereinigten Zonen *IIIb* und *IIIc*, *IIIⁿ 1—2* Decken der Voralpen und Klippen; *IV* Zone des Piemont: *IVa* Gneis, *IVb* Glanzschiefer und grüne Eruptivgesteine; *V* Amphibolitzone von Ivrea; *A* Jura, *B* Insel von Cremieu, *C* Massiv Maures-Esterel, *D* Decken der Provence, *E* oberitalienische Tiefebene, *F* Gebiet der helvetischen Molasse und Tertiärbecken von Digne und Forcalquier, *F¹* Bas Dauphiné, *G* Streichen der Falten in den äußeren Ketten. Nach KILIAN.

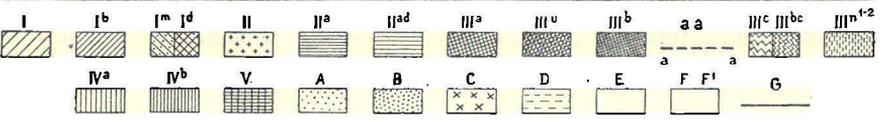
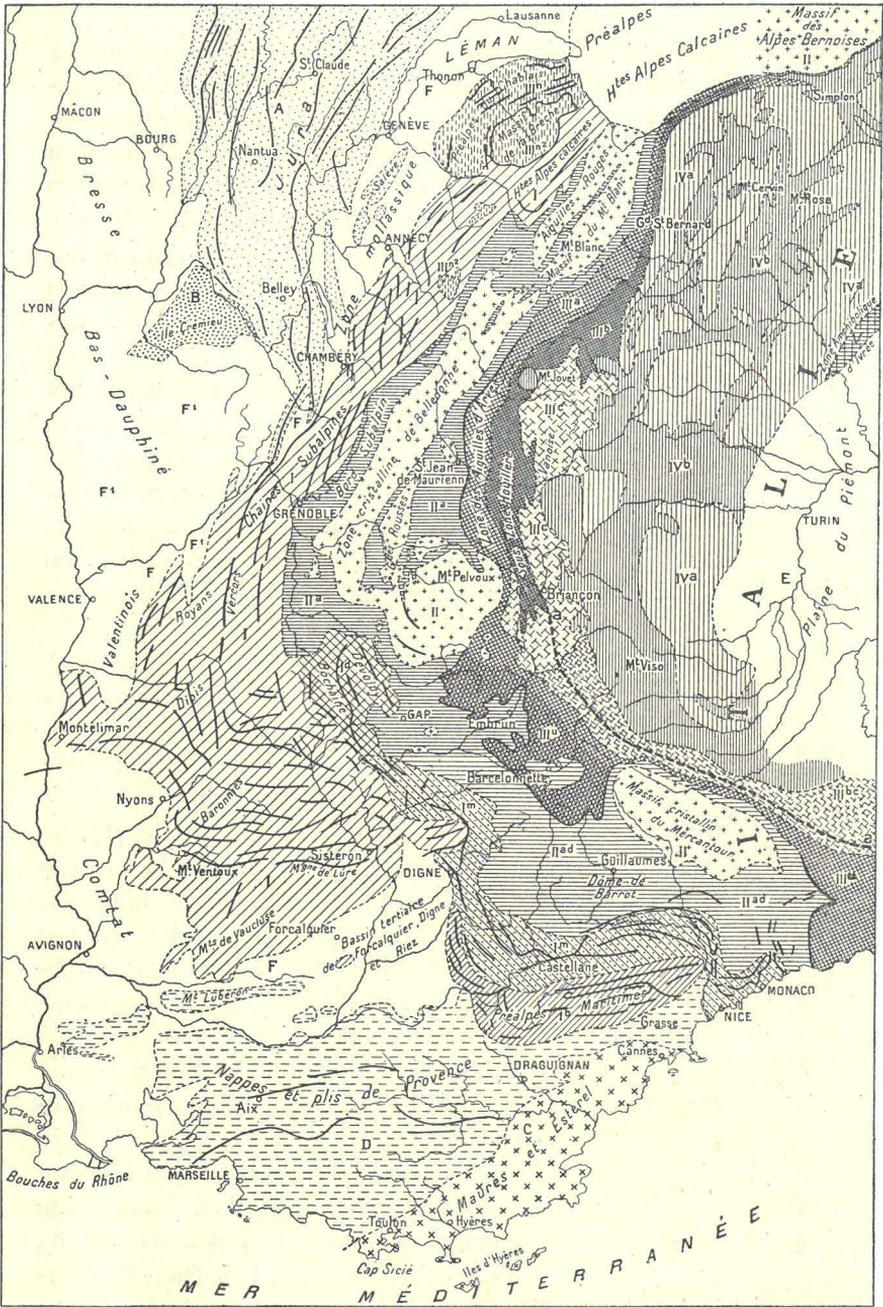


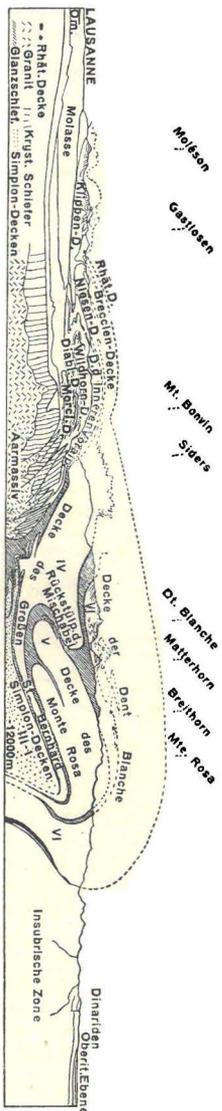
Abb. 72. (Erklärung hierzu s. S. 76 unten.)

des Gebirges und scheint sein Rückgrat zu sein, während er in Wirklichkeit nur die zerteilte Stirn einer Überschiebungsdecke ist. Auf der in einigen Einzelheiten durch die neueren

Forschungen schon etwas überholten Karte der französisch-italienischen Westalpen von KILIAN (Abb. 72) ist das Streichen dieses Fächers durch die Zonen IIIbc, IIIb und IIIc, sowie durch die dicke gestrichelte Linie a—a angegeben. Östlich dieses Fächers liegt die außerordentlich breite Glimmschieferzone der Landschaft Queyras usw., in der sich der Monte Viso erhebt. Die hier am Ostrande des Gebirges folgenden Gneismassen gehören einer höheren Überschiebungsdecke an, die von oben her mit mehreren Verzweigungen in die Glimmschiefer hineintaucht (siehe Abb. 71).

Wie in diesem Schnitt des Gebirges, so nimmt auch in einem solchen, der etwa in der Breite von Lausanne geführt ist, die penninische Zone ungefähr die Hälfte des Querdurchmessers ein (Abb. 73). Die Decke des Großen St. Bernhard hat den schüsselförmigen Habitus im ganzen bewahrt. Ihr Stirnfächer ist der Abtragung zum Opfer gefallen. Die seitlichen Ausstülpungen haben sich an Zahl verringert, aber im SO-Schenkel ist eine gewaltige Rückstülpung entstanden, unter der sich die nächsthöhere Decke des Monte Rosa in den Rücken der Bernhardsdecke bohrt. Über beide Decken wölbt sich eine noch höhere, die Decke der Dent Blanche. Ihr vorderer Teil ist durch die Erosion von der Wurzel abgetrennt und bildet eine wurzellos schwimmende Gneisinsel, die auf einer Unterlage aus Glimmschiefer ruht, wobei der verkehrte

Abb. 73. Geologisches Profil durch die westlichen Alpen der Schweiz von Lausanne in südöstlicher Richtung bis zur Poebene. Nach ARGAND.



derer Teil ist durch die Erosion von der Wurzel abgetrennt und bildet eine wurzellos schwimmende Gneisinsel, die auf einer Unterlage aus Glimmschiefer ruht, wobei der verkehrte

Mittelschenkel tektonisch gut erhalten ist. Zu dieser Überschiebungsmasse gehört der stolzeste Berg der Alpen, das Matterhorn.

Unsere Karte Abb. 74 zeigt die Lage der Dent-Blanche-Decke. Sie wird im Norden umfaßt von dem Ausstrich der St. Bernhardsdecke, die hier bogenförmig vordringt und ihre Massen, von der Wurzel aus gerechnet, 50—60 km weit vor-

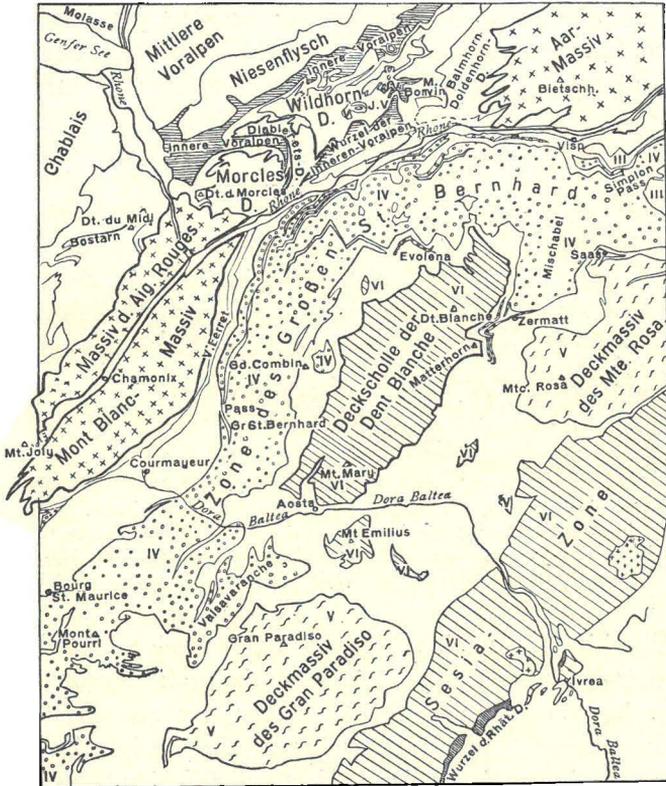


Abb. 74. Karte der transversalen Einsattelung der Westalpen, in der die Kalkhochalpen (Morcles-, Diablerets-, Wildhorn-, Balmhorn-Doldenhorn-Decke) zwischen Mont Blanc- und Aarmassiv, der vordringende Bogen der St. Bernhardsdecke, die Deckscholle der Dent-Blanche und die Einsattelung in dem Deckmassiv des Gran Paradiso und des Monte Rosa liegen. III Decke des Monte Leone, IV Decke des Großen St. Bernhard, V Decke des Monte Rosa, VI Decke der Dent-Blanche und Wurzelzone derselben (Sesia-Zone). Die weißen Flächen zwischen IV, V und VI sind Glanzschiefer. Nach ARGAND.

trägt. Dieser Bogen entsteht gerade dort, wo sich in der Reihe der kristallinen Massive die große Lücke zwischen Aar- und Mont-Blanc-Massiv öffnet. Die Deckscholle der Dent

Blanche liegt in einer Quermulde („Einwalmung“, „Walmmulde“ oder „transversale Mulde“) der Decken. Nach SW und NO steigen die Deckenachsen an. Dies macht sich auch in dem Auftreten der tieferen Monte Rosa-Decke zu beiden Seiten der Dora Baltea bemerkbar.

Wie das Profil Abb. 73 zeigt, haben die Wurzeln der penninischen Decken eine steile, ja sogar eine überkippte Stellung und sind im Verhältnis zu der riesigen Ausdehnung der Deckfalten nach vorwärts, d. h. in der Richtung gegen den Außenrand des Gebirges, von geringen Dimensionen.

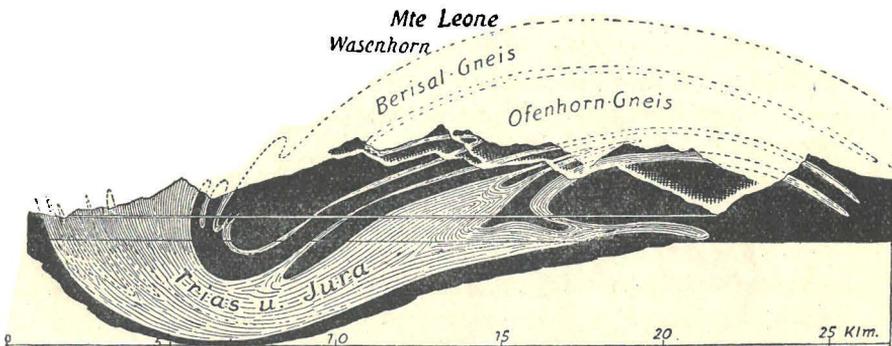


Abb. 75. Geologisches Profil durch den Simplon. Gneise schwarz, Glanzschiefer hell. Die horizontale Doppellinie bezeichnet den Verlauf des Simplontunnels, die einfache Linie das Meeressniveau. Der Ofenhorngneis gehört der Monte Leone-Decke, der Berisalgneis der Decke des Großen St. Bernhard an. Nach STEINMANN.

Ihre Überkipfung nach Süden wird durch eine Einschnürung des Gebirges in größerer Tiefe und dadurch hervorgerufenen Überquellen nach innen erklärt. Aus der ganzen Form der Decken erkennt man ohne weiteres die riesige Zusammenstauchung, die in dieser Zone Platz gegriffen hat.

Weiterhin schwenkt nun die penninische Zone wie das ganze Gebirge in die östliche Richtung ein und erfährt hier ihre stärkste Emporpressung. Im Profil des Simplon und des diesen durchbohrenden Tunnels (Abb. 75) erscheinen unter der Decke des Großen St. Bernhard, der der Berisalgneis angehört, die Decke des Monte Leone (Ofenhorngneis der Abbildung) mit mehreren Verzweigungen und die Antigoriofalte (in der Abbildung rechts), und einige noch tiefere Falten werden im Tessiner Gneis sichtbar.

Im Adulagebirge sinken die Decken ebenso, wie sie vom Westen her zum Simplon ansteigen, nach Osten in die Tiefe, und es sind hier die einzelnen Decken (wenn auch nicht ohne Veränderung der Gestalt) wieder erkennbar, die die penninische Zone im Wallis aufbauen.

Statt den weiteren Verlauf der penninischen Decken in den Ostalpen zu verfolgen, kehren wir zunächst zum Westflügel der Alpen zurück. Der innere Abbruch des Gebirges versenkt hier die Wurzelregion, die erst bei Lanza (nw. von Turin) dem Auge sichtbar wird.

Die französischen Westalpen besitzen einen ausgesprochenen Zonenbau (Abb. 72). Auf die Zone der Glanzschiefer (penninische Zone) folgt eine Zone normaler (d. h. nicht wie die Glanzschiefer kristallinischer) Schichtgesteine, auf die der Name „Zone des Briançonnais“ zu beschränken ist. Das Briançonnais ist die Landschaft um die Stadt Briançon. Als bezeichnendes Merkmal der Zone des Briançonnais betrachtete man früher das Auftreten normaler Schichtgesteine zwischen den nach außen folgenden kristallinen Massiven und der früher in ihrer Gesamtheit für altkristallin gehaltenen Glanzschieferzone. Da, wie wir jetzt wissen, die Unterzone der Vanoise und der Fächer aus karbonischen Gesteinen den Decken der penninischen Zone zuzurechnen sind, so bleiben als Bestandteile der Briançonnaiszone nur die Unterzonen des Grand Galibier und die Unterzone der Aiguilles d'Arves und des Embrunais (Abb. 72, IIIa und IIIu).

Wie das Profil Abb. 71 zeigt, bildet die Zone der Aiguilles d'Arves die Mulde unter der Decke des Großen St. Bernhard. Es ist zweifelhaft, ob sie wirklich so tief unter diese herunterreicht, wie die Figur angibt; aber die tektonische Stellung ist ja von dieser Frage unabhängig. Der hangende Schenkel dieser Mulde, der einen ziemlich verwickelten Bau besitzt, bildet die Unterzone des Grand Galibier. Er besteht aus Trias und Jura. Den Kern der Mulde bilden alttertiäre Schichten; dies ist die Unterzone der Aiguilles d'Arves. (Der Grand Galibier und die Aiguilles d'Arves sind Berge in den nach ihnen benannten Zonen). Zwischen dem Mercantour-Massiv im SO und dem Pelvoux-Massiv im NW (vgl. Abb. 72) treten Decken gegen das Vorland hinaus, die in der Zone der Aiguilles d'Arves wurzeln und wie diese vorwiegend aus Ge-

steinen der Tertiärformation bestehen. Die Wurzelzone dieser Decken läuft hinter dem Mercantour-Massiv entlang, und süd-östlich desselben treten wieder die Überschiebungsdecken weit vor (hier gegen SW geschoben) und erreichen auf der Strecke Ventimiglia-Albenga die Küste des Golfes von Genua. Die Grenze der Alpen gegen den Apennin bildet eine völlig verquetschte und zertrümmerte Schubscholle aus Granit, fälschlich das „Massiv“ von Savona genannt, östlich dessen die Schubdecken des Apennins beginnen, deren Bewegung von SW nach NO gerichtet war, also gerade entgegengesetzt wie die der alpinen.

Die westlichste der eigentlich alpinen Zonen ist die delphino-savoyische oder Mont Blanc-Zone, deren Achse besonders starke Heraushebungen aufweist, wodurch das vor-karbonische kristalline Gebirge in „Massiven“ an die Oberfläche gelangt. Die bedeutendsten dieser letzteren sind, von SO angefangen: Mercantour-, Pelvoux-, Grandes Rousses-, Belledonne-, Mont Blanc-, Aiguilles rouges-, Aar- und Gott-hard-Massiv. Sie bestehen aus Gneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten und in diese kristallinen Schiefer eingedrungene Eruptivgesteinen, namentlich Graniten. Im Gegensatz zu den Lagerungsverhältnissen in der penninischen Zone herrscht hier eine ungleichförmige Auflagerung der jüngeren Gesteine auf das Altkristallin, und zwar entweder der jüngeren Steinkohlenformation oder erst der Trias oder beider, wodurch angedeutet wird, daß die alte Faltung sich in zwei aufeinander folgenden Phasen vollzogen hat. Man faßt die alte Faltung in den Massiven als einen Teil der variscischen auf. Der jungen Alpenfaltung gegenüber haben diese Teile des alten Untergrundes sich keineswegs als völlig starre Körper verhalten, und namentlich an ihrem Nordrande gehen sie zum Teil eine innige Verfallung mit ihrer Sedimenthülle aus mesozoischen Schichtgesteinen ein.

Prachtvoll entwickelt ist diese Verkeilung der alten Gesteine mit den jungen am SW-Ende des Mont Blanc-Massivs, von dem ein Stapel liegender Falten ausgeht, deren Muldenenden aufrecht in den kristallinen Schiefer stecken, während sich die vorderen Teile der Falten flach ausbreiten. Die Sattelkerne bleiben dabei weit zurück, die jüngeren Schichten sind stark nach vorn heraus gepreßt, und die jüngsten zeigen fast

ein Erlöschen der Faltung gegen die Oberfläche (Abb. 76). Der aus den mittleren Faltenteilen herausmodellerte Mont Joly (Abb. 76 a—*a'*) scheint aus ungestörten, horizontal gelagerten Schichten zu bestehen, aber die genauere Prüfung zeigt, daß dieselben Formationen sich in normaler und verkehrter Folge mehrfach übereinander wiederholen. Auch hier ist die Bewegung gegen den Außenrand des Gebirges gerichtet. An der Mulde von Chamonix ist das Massiv des Mont Blanc auf das der Aiguilles Rouges hinaufgeschoben.

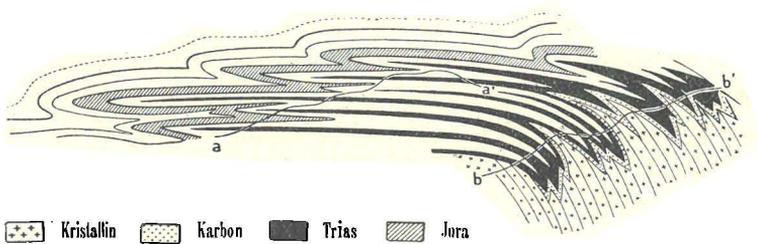


Abb. 76. Deckfaltenhäufung am äußeren Rande des Mont Blanc-Massivs (Linie *b—b'*) und im Mont Joly (*a—a'*). Nach M. BERTRAND und RITTER.

Die Sedimenthüllen der Massive bilden eine breite Zone, die sich westlich an die kristallinen Ketten anschließt (Abb. 72, II a), dann folgen die aus Schichten der Jura-, Kreide- und Tertiärformation bestehenden „subalpinen Ketten“. Diese besitzen einen verhältnismäßig einfachen Faltenwurf; nur daß darin stellenweise Faltenüberschiebungen auftreten. Von ihnen zweigt sich am Isèretal der Kettenjura ab, der sich nordwärts allmählich zu einem selbständigen Ast am Stamm der Alpen ausbildet und zwischen sich und den Alpen der breiten mittelschweizerischen Hochebene Raum gibt.

Die Teilung der Massivzone, die sich in der Ausbildung des Zwillingsmassivs Mont Blanc—Aiguilles Rouges kundtut, ist auch im Aarmassiv noch erkennbar. In dieses dringt ein tiefer Keil von Jurakalk ein, der an den Wänden der Jungfrau aufgeschlossen ist (Abb. 77). Er scheidet einen den Aiguilles Rouges entsprechenden unteren Massivteil von einem dem Mont Blanc-Massiv entsprechenden oberen. In der tiefen Einsattelung westlich des Aarmassivs türmt sich die nach außen gedrängte Sedimenthülle der Massive in mehreren Decken übereinander. Diejenige des Aiguilles Rouges-Massivs wird

von einer liegenden Falte überdeckt, die man nach der Dent de Morcles am Knie des Rhonetals als Morclesdecke bezeichnet. An ihrer Basis liegt eine Schuppe aus kristallinen Gesteinen des Mont Blanc-Massivs, in dem also ihre Wurzel liegt. Die Mulde in ihrem Liegenden entspricht der Mulde von Chamonix

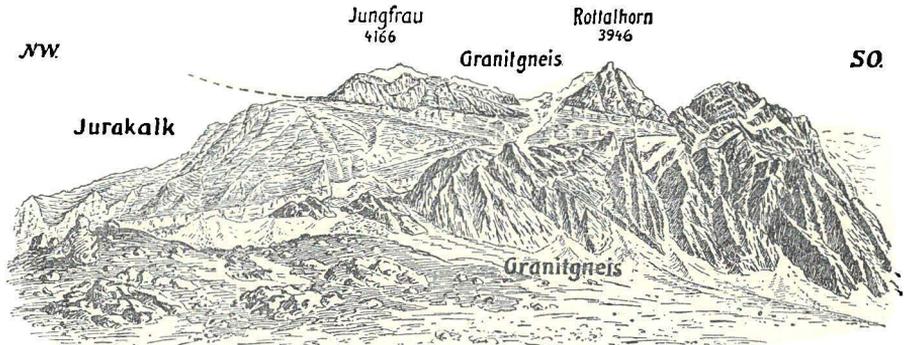


Abb. 77. Kalkkeil der Jungfrau. Nach STEINMANN.

und dem Kalkkeil der Jungfrau. Die Morclesdecke senkt sich im Streichen gegen NO. Es folgt über ihr eine weitere, die „Diableretsdecke“ und darüber die „Wildhorndecke“ (Abb. 78).

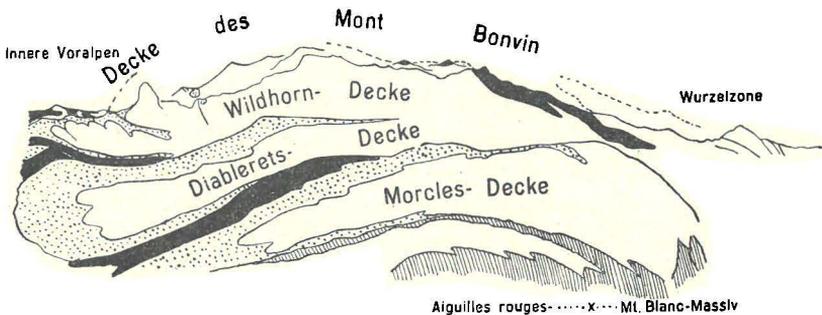


Abb. 78. Sammelpprofil durch die Decken der Kalkhochalpen zwischen Aiguilles Rouges—Mont Blanc-Massiv und Aarmassiv. Schraffiert: kristalline Gesteine, weiß: Mesozoikum, punktiert: Tertiär, schwarz: Decke der inneren Voralpen und des Mont Bonvin. Nach MAKOWSKI.

Morcles-, Diablerets- und Wildhorndecke bauen die sogenannten „Kalkhochalpen“ auf. Wie ihr Name besagt, bestehen diese vorwiegend aus Kalksteinen (des Mesozoikums und Tertiärs) und unterscheiden sich hierdurch von den kristallinen Hochalpen, wobei das verschiedene Material natürlich

auch auf die Oberflächenformen Einfluß ausübt. In nordwestlicher Richtung senken sich die Kalkhochalpen unter die niedrigen „Voralpen“, auf deren tektonische Stellung wir noch zurückkommen.

Der Deckenstapel bildet zwischen Aiguilles Rouges—Mont Blanc-Massiv und Aarmassiv eine Einwalmung (Abb. 74, 79). Am Westrande des letzteren heben sich die Decken heraus und streichen in die Luft aus, da ihre Fortsetzung der Abtragung zum Opfer gefallen ist. Hier entspricht die Doldenhorn- Fisistock- Balmhorndecke der Morcles-, die unbedeutende Gellihorn- der Diablerets-, die Wildstrubel- der Wildhorndecke. Alle diese Decken steigen von Süden auf, bilden gewaltige Deckenwölbungen und tauchen vorwärts in die Tiefe, in sich gewaltig zerknittert und mit stark reduzierten Mittelschenkeln. Die Deckenwölbung mag nachträglich entstanden sein.

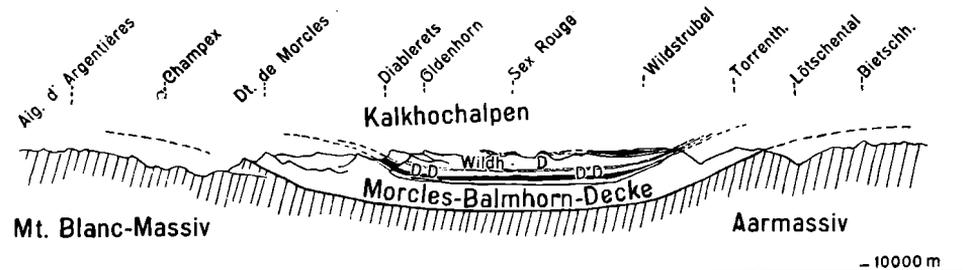


Abb. 79. Längsprofil vom Mont Blanc-Massiv zum Aarmassiv, die Einsattelung zwischen diesen beiden zeigend (vgl. die Karte Abb. 74). *DD* Diableretsdecke, *Wildh.* *D* Wildhorndecke, schwarz: Decke der inneren Voralpen und des Mont Bonvin. Nach ARGAND.

Südwestlich der Arve (die bei Genf in die Rhone mündet) und nordöstlich des Thuner Sees bilden die Kalkhochalpen den Rand der Alpen. Zwischen Arve und Aare aber springt dieser letztere in zwei Bogen auffallend vor. Der eine liegt zwischen der Arve und dem Genfer See, der andere zwischen diesem und dem Thuner See. Hier bleiben die hohen Kalkketten im Inneren des Gebirges, und ein niedrigeres Gebirgsland von abweichendem landschaftlichen Charakter dehnt sich vor ihnen aus — die Voralpen. Ihr südwestlicher Abschnitt liegt in der savoyischen Landschaft Chablais, ihr nordöstlicher in den schweizerischen Kantonen Waadt, Freiburg und Bern. Die Berührung der Kalkhochalpen und der Voralpen vollzieht

sich in der Weise, daß die ersteren sich in Kaskaden senken, unter die Voralpen untertauchen und unter diesen verschwinden.

Die geologische Verschiedenheit der Voralpen von den Kalkhochalpen, die sich auch sehr auffällig in dem abweichenden Charakter ihrer Schichtfolge ausprägt, findet darin ihre Erklärung, daß sie aus mehreren Überschiebungsdecken bestehen, deren Wurzeln südlich von denen der Kalkhochalpen zu suchen sind. Die tiefste dieser Decken wird „Decke der inneren Voralpen“ genannt. Sie bildet den Randstreifen am Fuß der gewaltigen Mauer der Kalkhochalpen; ihre rückwärtigen Teile finden sich auf der Höhe der letzteren über der Wildhorndecke. Hier wird sie „Decke des Mont Bonvin“ genannt (Abb. 78). Ihre Wurzel liegt auf der Nordseite des Rhonetales. Aber diese Decke geht nicht nur über die Kalkhochalpen hinüber, sondern ist auch aufs innigste mit ihnen verfaltest: Unter der Diableretsdecke ist eine Schuppe von ihr eingeklemmt, die von jener einige 10 Kilometer weit überschoben wird, und eine weitere Schuppe liegt zwischen Diablerets- und Wildhorndecke (Abb. 78). Diese Lage der Decke der inneren Voralpen vor, zwischen und auf den Decken der Kalkhochalpen, die auch aus dem Profil Abb. 79 ersichtlich ist, kann nur durch die Annahme erklärt werden, daß zuerst die Decke der inneren Voralpen über das Gebiet der späteren Kalkhochalpendecken geschoben ist, und daß dann erst diese letzteren als solche entstanden sind.

Vielleicht nur ein Teil der inneren Voralpen ist die Niesen-Habkerndecke, die über jenen folgt. Sie trägt ihrerseits eine Schubmasse, die einen Hauptteil der Voralpen bildet, die Klippendecke. Dieselbe besitzt in manchen Teilen die Eigenschaften eines sehr regelmäßig und einfach gebauten Faltengebirges, das in der Richtung der Alpen streicht und sich in zwei Hauptzonen teilen läßt, eine nördliche mit vier Sattelzügen und eine südliche mit zwei Ketten (Abb. 80).

Die Klippendecke dient der „Brekziendecke“ als Unterlage, die im Chablais besonders große Ausdehnung besitzt, indem sie eine zusammenhängende Masse von 30 km Länge und 12 km Breite bildet. Ihr Name rührt von der brekziösen Ausbildung der Juraformation in dieser Decke her. Endlich ist noch eine Decke, allerdings nur in einzelnen Resten, erhalten, die wegen des Auftretens grüner Eruptivgesteine aus der Gruppe der Diabase als Ophiolithdecke bezeichnet wird.

Am SW-Ende der Voralpen, am Arvetal, läßt sich deutlich beobachten, daß die Voralpen auf den Kalkhochalpen schwimmen. Die Falten der Klippendecke treffen hier annähernd rechtwinklig auf die Falten der letzteren. Erstere finden, durch die Erosion abgeschnitten, ein jähes Ende, letztere senken sich, von Süden heranziehend, gegen das Arvetal und unter die Voralpen. Daß die Voralpen sich einst weiter südlich fortgesetzt haben, und zwar über die Kalkhochalpen hinüber, wird durch das Auftreten von zwei Deckschollen, der von Les Annes und der von Sulens, bewiesen (vgl. die Karte Abb. 72, auf der sie mit der Signatur von IIIⁿ angegeben sind). Sie bestehen aus Voralpengesteinen und ruhen auf dem Tertiär der Kalkhochalpen. In der gleichen Weise finden die Voralpen über den Thuner See hinaus eine Fortsetzung in den „Klippen“ der Zentral- und Ostschweiz. Der Name „Klippen“ stammt noch aus der Zeit, in der man diese Deckschollen

für Aufragungen des Untergrundes hielt. Sie liegen als geologisch fremdartige, „exotische“ Massen in einer Umgebung mit

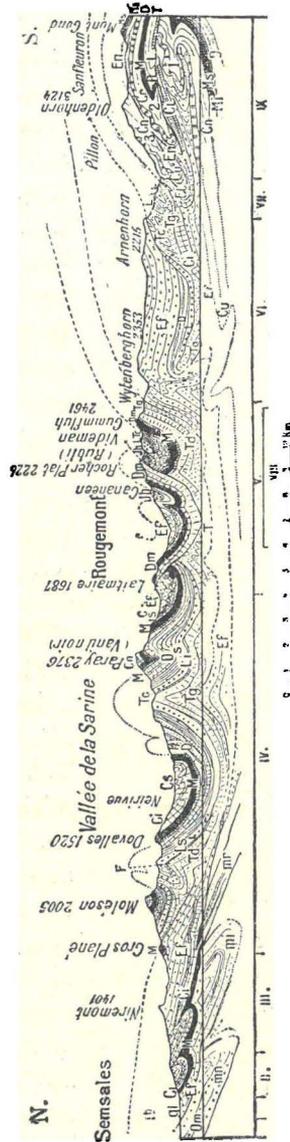


Abb. 80. Profil durch die Voralpen zwischen Genfer und Thuner See. I—IX Geologische Zonen. (Die kleinen Teilstriche an der Grundlinie des Profils deuten auf die senkrecht über ihnen liegenden Grenzen der Zonen an der im Profil dargestellten Gebirgsoberfläche.) I Molasse, II äußere Zone der Voralpen, III Gurnigelflysch, IV äußere Zone der mittleren Voralpen, V innere Zone derselben, VI Niesen-Habkerndecke (wozu auch II und III gehören), VII Decke der inneren Voralpen (Teil der Niesen-Habkerndecke), VIII Breziendecke, IX Kalkhochalpen, darin 1. Morcles, 2. Diablerets, 3. Wildhornedecke. — Gestrichelte Linien: Überschiebungen, punktierte: Luftsattel. *Td*, *Tf*, *Tg* Trias; *Rh* Rhät; *Li*, *Ls* Lias; *D*, *Dm* mittlerer Jura; *Mi*, *Ms* oberer Jura; *Cn*, *Ci*, *Cs* untere Kreide; *En*, *Et*, *Ef* Eocän; *Mr*, *Mn*, *Mi* Miozän; *gt* Glazial. — Nach SCHARDT.

wesentlich anderer Schichtfolge und Formationsausbildung. Die wichtigsten sind von SW nach NO: die Giswyler Stöcke südwestlich des Sarnersees, das Stanserhorn, das Buochserhorn, Musen- und Klevenalp, die Mithen bei Schwyz, die Iberger Klippen und die Grabser Klippe. Letztere liegt am Rheintal. Über das Auftreten der Klippen unterrichtet die Abb. 81. Bezeichnend ist die Vergesellschaftung der zur Klippendecke gehörenden Deckschollenpartien mit beträchtlichen Mengen von „Wildflysch“, d. h. schiefrigen und konglomeratischen Gesteinen der inneren Voralpen-Niesen-Habkerndecke.

Die innige Verfallung dieser letzteren mit den Kalkhochalpen existiert auch in den östlichen Schweizer Alpen. Dieser Teil des Gebirges weist eine reichere Deckengliederung auf als derjenige westlich des Aarmassivs. Es lassen sich drei Deckengruppen unterscheiden, von denen die mittlere gegen die beiden anderen etwas zurückbleibt. Jede besteht aus mehreren Decken, die als Verzweigungen von einem gemeinsamen Wurzelstamm ausgehen. In diesem Teil der Alpen liegt die Niesen-Habkerndecke vor den Stirnen der oberen und unteren Deckengruppe und

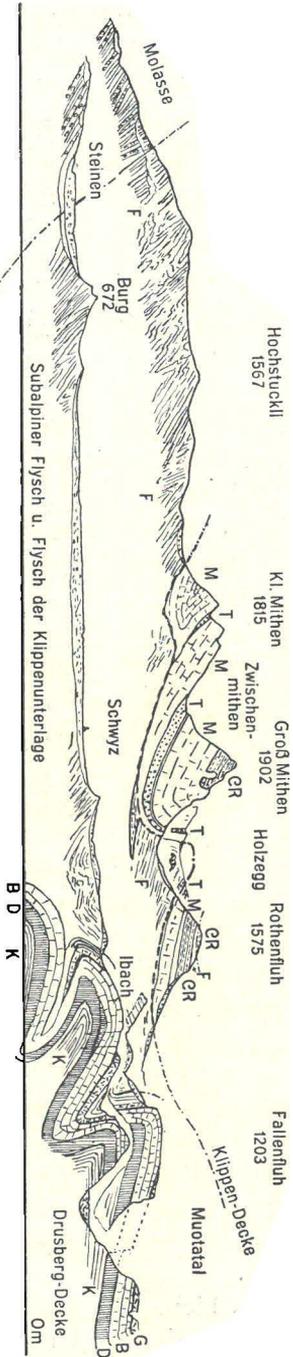


Abb. 81. Profil durch die Mithen bei Schwyz. *F* Flysch der Klippenunterlage, *T* Trias, *M* oberer Jura, *GR* obere Kreide (*T*, *M*, *CR* Klippengesteine), *K*, *D*, *B*, *G* Unterkreide (der helvetischen Decken). Nach TOBLER und NIETHAMMER.

dann weiter rückwärts, namentlich zwischen dem an Ort und Stelle befindlichen Gebirge und der darüber folgenden „Glarner Decke“ (Abb. 82). In der Umgebung des Vierwaldstätter Sees findet sich der „Wildflysch“ in den Klippen auf der Drusbergdecke, so daß, wenn man das hier nicht näher zu erörternde Auftreten zwischen mehreren der anderen Decken noch mitberücksichtigt, die Niesen-Habkerndecke in diesem Teil des Gebirges ganz dieselbe tektonische Rolle spielt wie in den Decken zwischen Mont Blanc- und Aarmassiv. Auch hier muß die Überschiebung der Wildflyschdecke erfolgt sein, ehe die Decken der Kalkhochalpen entstanden.

Im Gebirge zwischen Vorderrheintal und Walensee nimmt die tektonisch tiefe „Glarner Decke“ weite Räume ein. Wie so viele andere Decken ist sie als Ganzes gewölbt. Ihr hangender Schenkel ist größtenteils abgetragen, so daß die Permgesteine des Sattelkernes die höchsten Teile der Berge, das Tertiär der Unterlage ihre Sockel bildet (vgl. Abb. 82 rechts). Ein Gesims aus Jurakalkstein liegt dazwischen. Diese verkehrte Lagerung bot früher für die Erklärung große Schwierigkeiten; dazu kam das Emporsteigen der Unterfläche der permischen Gesteine von Süden und von Norden, aus dem man auf das Vorhandensein eines aus diesen beiden Richtungen gegeneinander vorstoßenden Sattelpaares schloß. Erst im Rahmen der Theorie vom Deckenbau der Alpen fügt sich die ganze Erscheinung ohne Schwierigkeit in das Bild der Gesamttektonik ein, während die frühere Annahme der „Glarner Doppelfalte“ zu der einseitigen, von Süden nach Norden gerichteten Bewegung des Gebirges nicht paßte.

Wie die Erosion die Überschiebungsdecken zerschneidet, zeigt das Profil des mittleren Glärnisch (Abb. 83), dessen Lage im ganzen Deckenstapel aus der Abb. 82 zu ersehen ist. Aus nicht weniger als vier Decken nebst ihrer an Ort und Stelle befindlichen („autochthonen“) Unterlage besteht dieser Berg, fünfmal folgt eine Schichtreihe vom Ältesten bis zum Jüngsten übereinander, jedesmal in verschiedener Ausbildung (man beachte z. B. die verschiedene Mächtigkeit des oberen Jura (Malm, M_2) in der Glarner, Mürtschen- und Axendecke!).

Die in den liegenden Falten des Mont Joly (S. 83) so auffällige Erscheinung des Zurückbleibens der älteren, der Vortreibung der jüngeren Schichten beherrscht auch die Verbrei-

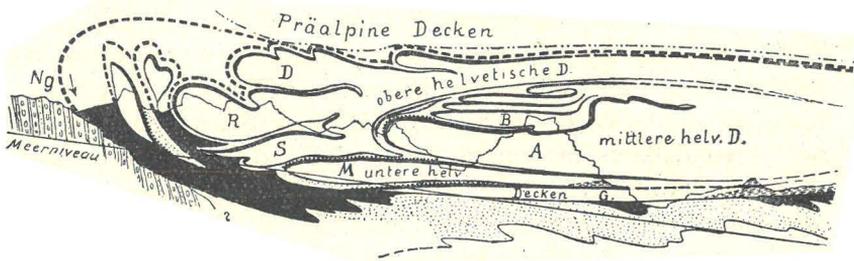


Abb. 82. Tektonisches Profil durch die Überschiebungsdecken der östlichen Bündner Schiefer, weiß: helvetisches Mesozoikum, Punkte: helvetisches Tertiär, Helvetische Decken: *P* wenig vorgetriebene Decken, *G* Glarner, *M* Mürtschen-, *S* Säntis-, *R* Räderten-, *D* Drusberg-

zung der Formationen in den Schweizer Kalkhochalpen. Der Bau der Morcles-, Diablerets- und Wildhorndecke und derjenige der Überschiebungsdecken der Glarner Alpen haben, obwohl unter sich etwas verschieden, beide zur Folge, daß die äußeren Ketten fast ausschließlich aus Kreide- und Tertiärformation, die inneren aus Jura bestehen. Auch daraus ergibt sich ein zonarer Gebirgsbau. Das Säntisgebirge, dessen Gesteine ursprünglich südlich derjenigen Zone abgelagert sind, die heute von der Richtung des Vorderrheintals in der Linie St. Gotthard-Chur markiert wird, besteht nur aus Kreide und Tertiär und ist eine auf ihrer Unterlage wurzellos schwimmende Überschiebungsmasse, die, für sich betrachtet, ein

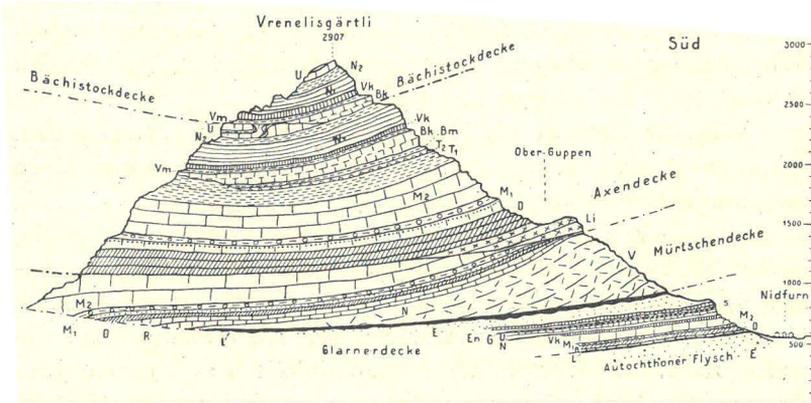
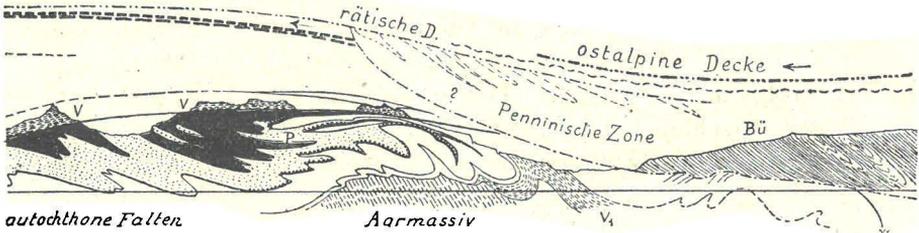


Abb. 83. Profil des mittleren Glärnisch (Vrenelisgärtli) in den Glarner Alpen. *V* Verrucano (Perm); *R* Trias; *Li* unterer, *D* mittlerer, *M*, *T* oberer Jura; *B*, *V*, *N*, *U* untere, *S* obere Kreide; *E* Alttertiär; *L* verquetschte Mittelschenkelreste. — Nach OBERHOLZER.



Schweizer Alpen. *V, V₁* Verrucano (Unterperm), *Ng* Molasse (Jungtertiär), *Bü* schwarz: Niesen-Habkerndecke, in die die helvetischen Decken eingewickelt sind. *A* Axen-, *B* Bächistockdecke, darüber untere und obere Silber- und Thoralpedcke, decke. — Nach ARN. HEIM.

Faltengebirge von lediglich einfachem Bau, allerdings durchsetzt von zahlreichen Querverschiebungen, bildet.

Östlich der Trennungslinie zwischen West- und Ostalpen (vgl. Abb. 8) ändert sich der geologische Charakter des Gebirges durch das auf dem Absinken der Decken im Streichen beruhende Vorwalten höherer Überschiebungsdecken, unter denen sowohl die Kalkhochalpen der Schweiz als auch die Überfaltungsdecken der penninischen Zone, jene im Norden, diese im Süden, ostwärts verschwinden. Man nennt die Ausbildung der Formationen (Fazies), die die Kalkhochalpen aufbauen, im Gegensatz zur penninischen die helvetische, d. h. schweizerische. Das helvetische Faziesgebiet lag vor der Deckenbildung nördlich des penninischen. Südlich von diesem dehnte sich das ostalpine aus. Letzteres erhielt seine Bezeichnung mit Rücksicht darauf, daß die aus ihm hervorgewachsenen Decken den größten Teil der Ostalpen aufbauen. Alle drei Faziesgebiete besaßen eine Längsausdehnung in der Richtung des Alpenstreichens. Ihre Verteilung war von bestimmendem Einfluß auf den zonaren Bau des Gebirges.

Über der Tambo-Surettadecke des südlichen Graubündens, die das Äquivalent der Monte Rosa-Decke darstellt, folgt als höchste penninische die rhätische oder Margnadecke. Im Fenster des Monte Motta im Malencotal wird die Surettadecke noch einmal in einem Fenster sichtbar, das von den Malenco-serpentinien überwölbt wird. Diese bilden den Muldenkern zwischen Suretta- und Margnadecke. Die Serpentine und Grünschiefer sind ein charakteristischer Bestandteil der Margnadecke, und ihre Lagerungsform verrät, daß ihr Empordringen

nach der ersten Phase der letzten Alpenfaltung, nämlich am Schluß der Kreide- oder in der ältesten Tertiärzeit, erfolgte, und daß sie als Weg eine durch die Faltung vorgezeichnete Bahn benutzten. In den Decken bis an den Nordrand der Alpen verschleppt, haben sie an der letzten Phase der Gebirgsbildung nur passiv teilgenommen und stehen dadurch im Gegensatz zu den jungen Granitstöcken in der Wurzelregion der Ostalpen, deren Grenzflächen den Deckenbau rücksichtslos durchsetzen. Die Wurzel der Margnadecke liegt im Gebirge des unteren Veltlin nördlich der Adda.

Es folgen über der Margna- die unteren ostalpinen Decken: die Sella-, Err-, Bernina—Languard- und Campodecke. Die drei erstgenannten bauen das Berninagebirge im Oberengadin auf (Abb. 51) und dehnen sich auch (abgesehen von der Sella-decke) nördlich des Inntales aus. Ihre ältesten Gesteine sind kristallinische Schiefer, die von Tiefengesteinsstöcken jungpaläozoischen Alters durchsetzt und von Trias und Jura (in der Errdecke auch noch Kreide?) überlagert werden. Die Achsen aller Decken fallen im Oberengadin mit etwa 20° in östlicher Richtung. Auf diese Weise verschwinden die tieferen jeweils unter den höheren. Die Sedimenthüllen sind teilweise stark verquetscht. Sella- und Errdecke vereinigen sich rückwärts und besitzen eine gemeinsame Wurzel mit der charakteristischen steilen Schichtstellung in einer Zone, die südlich auf die Wurzel der Margnadecke folgt und wie diese nördlich der Adda im Veltlin liegt. Davon südlich folgt die Wurzel der Berninadecke, doch vereinigt diese sich westlich von Berbenno im Veltlin mit der Err-Sellawurzel und dasselbe gilt von der Wurzel der schon im Puschlav miteinander verschmelzenden Languard- und Campodecke, so daß demnach alle diese Decken als Verzweigungen eines gemeinsamen Wurzelstammes mit Recht als eine einheitliche Gruppe innerhalb der ostalpinen Decken zusammengefaßt werden.

Im Bereich der Wurzeln aller Decken von den Aduladecken aufwärts bis zur höchsten unterostalpinen setzt ein gewaltiger Eruptivstock, das Disgraziamassiv, auf. Er besteht aus Granit und Tonalit und ist von jüngerem Alter als der alpine Deckenschub. Einen ähnlichen, aber kleineren Stock bildet der Tonalit von Sondrio.

In der Campodecke geschieht dem Absinken im Streichen Einhalt. Sie bleibt dadurch auf beträchtliche Ausdehnung an der Gebirgs-

oberfläche. Ihre kristallinen Gesteine bauen das Gebirge zwischen Bormio, Livigno und Tirano, ihre jüngeren, namentlich triadischen Schichtgesteine die sogenannten Unterengadiner Dolomiten und der Ortler auf.

Nördlich des Inn liegt das Silvrettamassiv vor der Campodecke. Es wird als ein Bestandteil der höheren Gruppe der ostalpinen Decken aufgefaßt. Jedenfalls ist es kein wurzelndes Massiv wie das des Mont Blanc usw., sondern eine Überschiebungsmasse (vgl. Abb. 52). Im Unterengadin bei Ardetz beginnend, öff-

net sich in den ostalpinen Decken ein Fenster von etwa 55 km Länge und 18 km Breite, das „Unterengadiner Fenster“, in

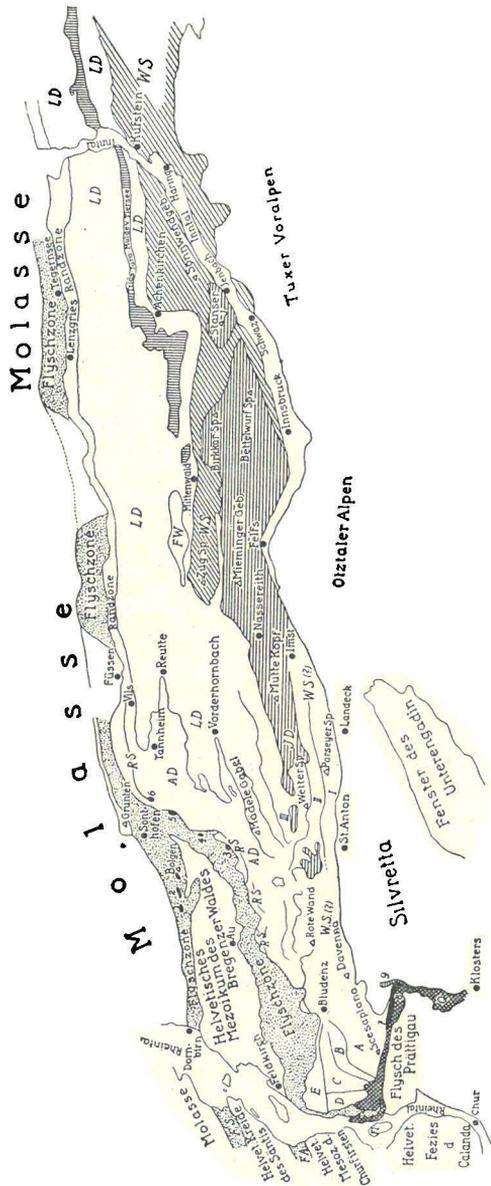


Abb. 84. Tektonische Karte der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Inn. *A, B, C, D, E* Schollen des Rhätikon, *Q* verquerte Decken der Prättigau-Umrandung, *F1* Flischerberg (gehört geologisch zu den Westalpen), *AD* Algäuer Decke, *LD* Lechtaler Decke, *WS* Wettersteindecke, *ID* Innaldecke, *FW* Wamberger Fenster. Nach HERITSCHE.

dem die penninische Zone infolge der Abtragung einer Deckenwölbung sichtbar wird. Ihre Schiefer usw. fallen am Rande des Fensters unter die umgebenden Gesteine der ostalpinen Decken (Abb. 52), das Silvrettamassiv liegt wie in einer Schüssel,

die von den penninischen Decken gebildet wird. Seine kristallinen Gesteine bilden die Unterlage der nördlichen Kalkalpen, die am Rheintal mit dem Rhätikon beginnen (Abb. 84). Die steilen Gebirgsmauern, mit denen sich dieses über das Schieferland des Prättigaus erhebt, sind Erosionsränder von Überschiebungsdecken, deren mächtigste die obere ostalpine ist. Zwischen ihr und der Unterlage finden sich die Gesteine der Voralpen und nordschweizerischen Klippen in außerordentlich gestörter Lagerung. Die Deutung ihres Auftretens macht Schwierigkeiten, die noch nicht ganz überwunden sind (Abb. 85).

Östlich vom Unterengadiner Fenster bildet das ostalpine Deckensystem die Oberfläche des Gebirges, um sich dann aufs neue zum

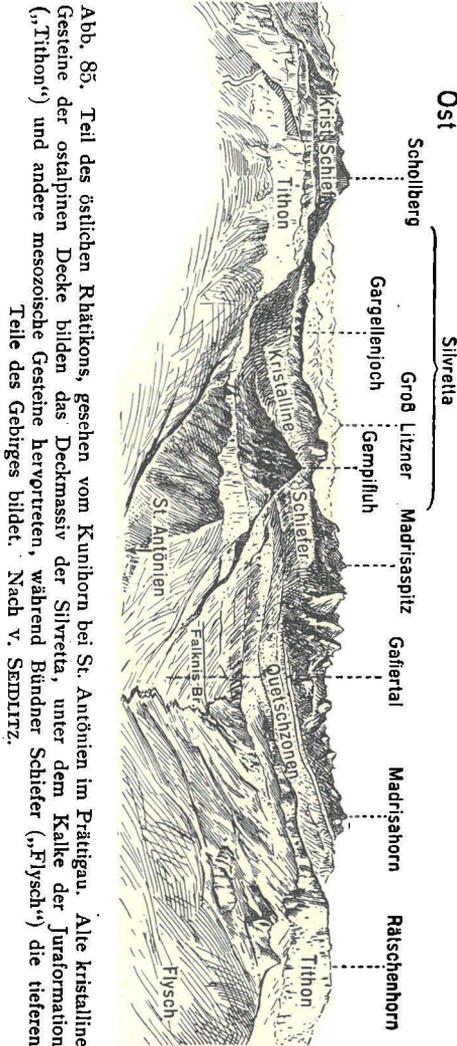


Abb. 85. Teil des östlichen Rhätikons, gesehen vom Kunihorn bei St. Antonien im Prättigau. Alte kristalline Gesteine der ostalpinen Decke bilden das Deckmassiv der Silvretta, unter dem Kalke der Juraformation („Tihon“) und andere mesozoische Gesteine hervortreten, während Bündner Schiefer („Flvsch“) die tieferen Teile des Gebirges bildet. Nach v. SEIDLITZ.

Fenster der Hohen Tauern zu öffnen. Dieses bildet ein Rechteck, dessen längere Achse in der Richtung des Gebirgsstreichens liegt und etwa 160 km lang ist (Abb. 86). Die Entstehung dieses Fensters ist wiederum durch die Tektonik vorgezeichnet,

indem die Decken in dieser Region sowohl im Streichen als auch quer dazu eine Aufwölbung erfahren. In den Hohen Tauern treten die penninischen Decken wieder zutage. Sie besitzen hier dieselben wesentlichen Eigenschaften, die sie in den Westalpen auszeichneten; die charakteristische Zusammensetzung aus Gneisen, Trias, Glanz- und Grünschiefern und den Überfaltungsbau. Was man im

Wallis als Gneisdeckfalten bezeichnet, das wird in den Hohen Tauern „Kerne“ genannt; die jüngeren Gesteine heißen die „Schieferhülle“. Zwischen den sicher penninischen und den sicher ostalpinen liegt noch die „Radstätter Decke“, deren Zugehörigkeit zwei-

felhaft ist. Sie zerfällt in mehrere, arg miteinander verfaltete Teildecken, die am Ostrand des Tauernfensters (wie die ganzen Decken) in östlicher Richtung absinken und von den alten Gneisen und Glimmerschiefern der ostalpinen Decke überwölbt

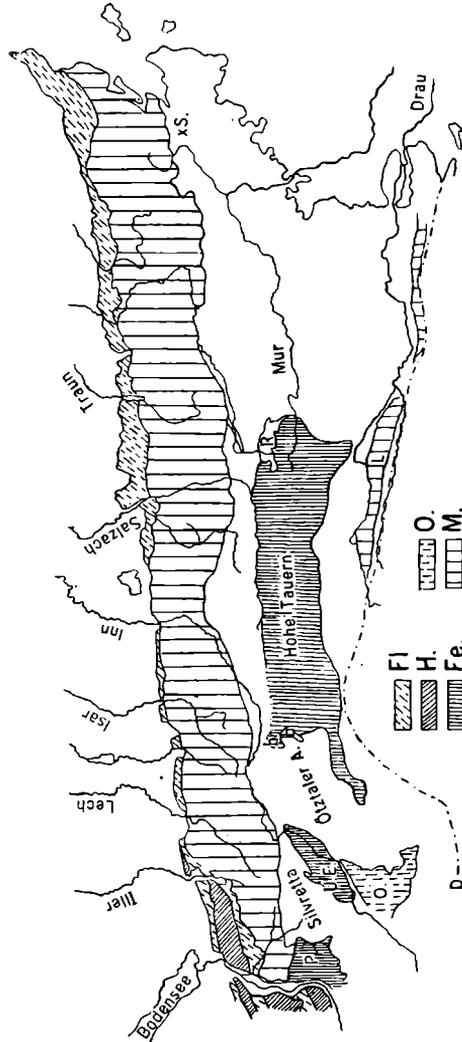


Abb. 86. Tektonische Skizze der Ostalpen. *H* helvetische Kreide, *Fl* Flysch, *Fz* penninische Decken des Prätigau (*P*), des Unterengadiner (*UE*) und des Tauernfensters, *O* Trias des Ortlers usw., *M* Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen und ihrer Wurzelregion (Lienzer Gebirge [*L*], Drauzug), *R* Radstätter Decke, *S* Semmering, *b* Mesozoikum des Brenner, *D* ungefähre Lage der Grenze zwischen Alpen und „Dinariden“. Mit Benutzung einer Karte von HERITSCH.

werden. Letztere bildet nun bis ans Ostende des Gebirges eine geschlossene Masse, nur am Semmering ist noch ein Fenster vorhanden, in dem, so viel wir wissen, die Radstätter Decke noch einmal sichtbar wird.

Nördlich des Tauernfensters zieht eine Zone paläozoischer Gesteine daher, die „ostalpine Grauwackenzone“. Sie stellt die zurückgebliebenen älteren Teile zweier Decken des oberostalpinen Deckensystems dar (sie gehören also tektonisch über die Campodecke). Es sind die bayrische und die hochalpine oder Dachsteindecke. Dazwischen ordnet sich in den nördlich auf den Grauwackenzug folgenden Kalkalpen noch die „Hallstätter Decke“. Die Decken weisen nicht den Faltenbau mancher westalpinen Decke auf, sondern liegen zum Teil flach ausgebreitet und werden von Verwerfungen durchsetzt. Man hat sich dadurch lange täuschen lassen und in den Ostalpen einen von dem der Westalpen abweichenden Bauplan vermutet.

Der auffallend geschlossene, O-W streichende Südrand der nördlichen Kalkalpen wird von manchen als ein Erosions-, von anderen als „Abrißrand“ gedeutet. Letztere Auffassung gründet sich auf die Vorstellung, daß die nördlichen Kalkalpen von ihrer südlichen Fortsetzung nicht durch Abtragung im Bereich der Deckenwölbung getrennt, sondern von ihr losgerissen und nach Norden abgeglitten sind. Jedenfalls sind die nördlichen Kalkalpen nicht in einer der äußeren Zonen der Alpen, in der sie jetzt liegen, beheimatet, sondern aus Süden hergeschoben und haben dabei einen weiten Weg zurückgelegt.

Von zwei übereinanderliegenden Decken, die von der Innenseite gegen die Außenseite eines Gebirges bewegt sind, muß die höhere weiter innen wurzeln. Das Umgekehrte wäre nur möglich, wenn eine Decke die andere durchstäche, was niemals vorkommt. Im westlichen Teil der Ostalpen verläuft die Wurzelzone der oberostalpinen Decke im Veltlin südlich der Campowurzel. Weiter östlich ist die tektonische Erforschung des Gebirges noch nicht so weit vorgeschritten, daß ein klares Bild erkennbar wäre. Gewiß ist, daß die ostalpinen Wurzeln südlich des Tauernfensters durchstreichen. Zwischen den Hohen Tauern im Norden und dem Gailtalbruch im Süden ist die Wurzelzone etwa 40 km breit und verschmälert sich nach Westen

auf 15 km zwischen Sterzing und Mauls. Nach Osten zu umfaßt sie u. a. das Lienzer Gebirge und den Drauzug. Alles Gebirge zwischen dem Ostende des Tauern- und dem Semmeringfenster muß schwimmen, die Wurzel der ostalpinen Decke sich weiter südlich befinden (vgl. Karte Abb. 86).

Hiermit berühren wir ein wichtiges und noch nicht restlos gelöstes Problem, das der südlichen Kalkalpen und ihrer Stellung im Alpenkörper. Die penninische Zone bildet in den Westalpen bis gegen Biella den Innenrand des Gebirges. Östlich von hier tritt eine rasch an Breite zunehmende Zone auf, die im Meridian von Brescia etwa ein Drittel, im Meridian von Meran aber sogar die Hälfte des Gebirges ausmacht. Sie besitzt zwei Eigenschaften, durch die sie sich von den übrigen Ostalpen unterscheidet: eine abweichende Ausbildung der Formationen und ein Vorwalten südwärts gerichteter Bewegungen. Früher für das symmetrische Gegenstück zu den nördlichen Kalkalpen auf der Südseite der irrtümlich als zentrales Gebirgsrückgrat aufgefaßten Zone altkristalliner Gesteine betrachtet (an deren Aufbau sich die Gneise der penninischen Decken im Tauernfenster und die alten Gesteine der ostalpinen Decken beteiligen, die also tektonisch nicht einheitlich ist), galt sie später als ein geologisch und im besonderen tektonisch selbständiges Element, dem man, weil es die unmittelbare Fortsetzung des durch den Westen der Balkanhalbinsel streichenden dinarischen Gebirges darstellt, den Namen „Dinariden“ beilegte.

Auf etwa 420 km Erstreckung ist die Grenzlinie zwischen den Alpen und „Dinariden“ ermittelt. Am Ostende des Gebirges streicht sie südlich des Bacher in westlicher Richtung, trennt Nord- und Süd-Karawanken, verläuft dann im Gailtal, erreicht nördlich von Brixen ihren nördlichsten Punkt, biegt sich südwestwärts gegen Meran, zieht dann gegen Malé, läuft von hier gegen das obere Val Camonica, den Adamello südlich lassend, und tritt ins Veltlin ein. Die Grenze ist dadurch ausgezeichnet, daß teils auf ihr selbst, teils in ihrer Nachbarschaft im Norden und Süden junge Granit- und Tonalitstöcke von der Art des bereits erwähnten Disgraziamassivs auftreten. Von den 420 km sind etwa 193 km von tonalitischen Intrusionen begleitet. Es sind der Adamello (in den Dinariden), die Iffingermasse (auf der trennenden Dislokation), die Masse

des Riesen-Ferner (in den Alpen im engeren Sinne) mit anschließenden einzelnen Stöcken und die „östliche Strecke“, bis an den Südrand des Bacher reichend.

Nachdem der Deckenbauplan der Ostalpen richtig erkannt war, wurde das Auftreten der Dinariden folgendermaßen gedeutet: Sie sollten einst als mächtige Überschiebungsmasse die Alpen überdeckt haben, von diesen später aber weggewittert sein. Die alpino-dinarische Grenze erscheint vorwiegend als Verwerfung. Die Grenzfläche wäre nicht die Überschiebung, an der die Dinariden nordwärts bewegt wären, sondern ein Bruch, an dem eine Versenkung in der Weise stattfand, daß die ostalpinen Wurzeln, von den Dinariden bedeckt, in die Tiefe sanken, wobei auch die Überschiebungsfläche selbst dem Auge entzogen wurde. Nördlich der alpino-dinarischen Grenze läge dieselbe nach dieser Auffassung in der Luft, südlich derselben in der Tiefe. Nur an wenigen Stellen erscheint sie an der Grenze lokal erhalten.

In neuester Zeit macht sich die Ansicht geltend, daß die Dinariden in der Tat eine Bewegung gegen den Außenrand des Gebirges erfahren haben, daß sie aber nicht von den Ostalpen gänzlich abgetragen, sondern daß die nördlichen Kalkalpen nichts anderes sind als ein Stück Dinariden, diese nichts anderes als die Wurzeln der oberostalpinen Decken. Schon vor längeren Jahren als nicht näher begründete Meinung geäußert, wurde diese Theorie zuerst genauer durch die Untersuchung der Deckenwurzeln im Veltlin gestützt, welche ergab, daß die über der Campodecke folgenden oberostalpinen Decken notwendigerweise in den „Dinariden“ wurzeln müssen. Die Unterschiede in der Entwicklung des Perms und der Trias in der ostalpinen Decke einer-, in den Dinariden andererseits werden als nicht so tiefgreifend erachtet, um dieser Deutung zu widersprechen. Was die nach S. gerichtete Bewegung in den „Dinariden“ betrifft, so dürfte die Intensität derselben in den westlichen Teilen nicht über das Maß dessen hinausgehen, was sich in der penninischen Zone an Faltung und Beugung gegen den Innenrand des Gebirges bemerkbar macht. Weiter gegen Osten herrschen aber starke Überschiebungen gegen die Adria, so daß immer noch die Frage zu beantworten bleibt, wie das Verhältnis dieser Bewegung zu der entgegengesetzt gerichteten alpinen aufzufassen ist. Daß die alpino-dinarische Grenze im

wesentlichen einen Bruch darstellt, ist eine Tatsache, mit der diese neueste Auffassung der südlichen Kalkalpen nicht im Widerspruch steht.

Die drei Hauptzonen der Alpen, die helvetische, die penninische und die ostalpine, treten kulissenförmig an den inneren Alpenrand und werden vom Abbruch an der Poebene in spitzem Winkel geschnitten. Den Außenrand des Gebirges haben wir bisher nur bis an den Thuner See kennen gelernt. Von hier ab treten die Klippen, anders als ihre geschlossene Fortsetzung, die Voralpen, nicht bis an den Rand vor, sondern es bildet denselben ihre Unterlage, die Kalkhochalpen, und zwar im allgemeinen vorgeschürfte Teile ihrer tieferen Decken (Abb. 82). Die helvetische Zone bildet auch den Nordrand der Ostalpen, indem die nördlichen Kalkalpen hier steil auf die sogenannten „Flyschzone“ geschoben sind. Man versteht unter „Flysch“ schiefrig-sandige, einförmige Gesteine der Kreide und des Tertiärs. Vom Bregenzer Wald bis Salzburg treten verschiedenartige helvetische Gesteine, weiter östlich dann nur Flysch in einer Zone auf, die vor den ganzen nördlichen Kalkalpen entlang läuft. Zum Teil ist dieser Flysch „Wildflysch“, also eine Vertretung der Niesen-Habkerndecke; auch finden sich vereinzelt Vorkommen von Klippengesteinen, die sogar von Gmunden bis Wien eine zusammenhängende Masse bilden. Es ist schwer zu sagen, ob es sich bei diesen ganzen randlichen Zonen um vorderste Deckenstücke oder um vorgeschürfte Teile von Decken handelt, die im übrigen unter den höheren Überschiebungsmassen verborgen bleiben.

Die nordöstliche Fortsetzung der Alpen bilden die Karpathen, die gleichfalls Deckenbau besitzen und in denen die Bewegung ebenfalls nach Norden gerichtet war. Von der Fortsetzung der südlichen Kalkalpen in das dinarische Gebirge wurde schon gesprochen. Der Apennin, äußerlich so eng mit den Alpen verbunden, ist tektonisch scharf von ihnen getrennt. Auch er wird aus Überschiebungsdecken aufgebaut, aber dieselben sind gegen das Rückland der Alpen bewegt.

B. Die Alpen im Vergleich zu anderen jungen Faltengebirgen.

Als besonders bezeichnende Merkmale für den Bau der Alpen sind hervorzuheben: 1. Die zonare Anordnung der Formationen und Gesteine, a) infolge ihrer ursprünglichen Bildung

in Meeresräumen mit Hauptausdehnung im Streichen des jetzigen Gebirges und b) infolge der Bildung von Überschiebungsdecken, die aus im Streichen des Gebirges liegenden Wurzelzonen herauswachsen und sich gegen die Außenseite des Gebirges hin ausbreiten, 2. der wellenförmige Verlauf der Decken- und Faltenachsen, durch den bald tiefere, bald höhere Decken an der Oberfläche des Gebirges liegen und infolge der Erosionsvorgänge einerseits Deckschollen, anderseits Fenster entstehen, 3. das Auftreten alter gefalteter Massen, die in den Falten- und Deckenbau einbezogen sind, 4. das Auftreten von Eruptivstöcken aus der Zeit nach der Deckenbildung im Bereich der Deckenwurzeln.

Bei der Beschreibung anderer junger Faltengebirge wird stets gern auf die gut bekannten Alpen zurückgegriffen und die Übereinstimmung mit diesen oder ihre Verschiedenheit hervorgehoben. Innerhalb des ganzen südeuropäischen alpinen Gebirgssystems herrschen Lagerungsverhältnisse, die, namentlich durch den Deckenbau, mit denen der Alpen im Prinzip übereinstimmen. Wurzelland mit steilgestellten Schichten, Deckenland mit flacher Lagerung, Deckschollen, Fenster mit herausschauenden tieferen Decken, innere Abrisse, zonare Gliederung finden sich auch in den Karpathen und Transsylvanischen Alpen, im Apennin und auf Sizilien. Überall aber schafft die Natur in unendlicher Mannigfaltigkeit individuelle Verschiedenheiten und verhindert die Einpressung der Tatsachen in ein Schema. Die außereuropäischen Faltengebirge sind nur in vereinzelten Fällen so genau untersucht wie die Alpen. Gerade von denjenigen, in denen man mit Fug und Recht einen ähnlichen Bau vermuten kann, wissen wir noch wenig. Das sind die jüngeren asiatischen Hochgebirge, namentlich der Himalaya. Stellenweise verhüllt die geologische Beschaffenheit selbst den Faltenbau, so in Kleinasien und Armenien, wo junge Ablagerungen und vulkanische Ausbruchsmassen sich derartig häufen, daß die Tektonik des Untergrundes fast verschwindet.

Die jungen Gebirge im Westen des amerikanischen Kontinentes sind wesentlich anders gebaut als die Alpen. Die Basin Ranges unterscheiden sich z. B. durch einfachen Faltenbau, starke Zerbrechung durch Verwerfungen und reichliche vulkanische Ausbrüche. Die Rocky Mountains, die das ungefaltete Coloradoplateau umgeben, bestehen aus sehr breiten Sätteln von kulissenartiger Anordnung, in deren Kern große

Massen archaischer Gneise sichtbar werden (Abb. 87). Es lassen sich vier gewaltige Faltenzüge unterscheiden: 1. Uintagebirge, Elk Mountains, Sawatchgebirge, Sangre de Cristo, Sierra Culebra, Sierra Taos, S. Mora, S. las Vegas, 2. Park Range,

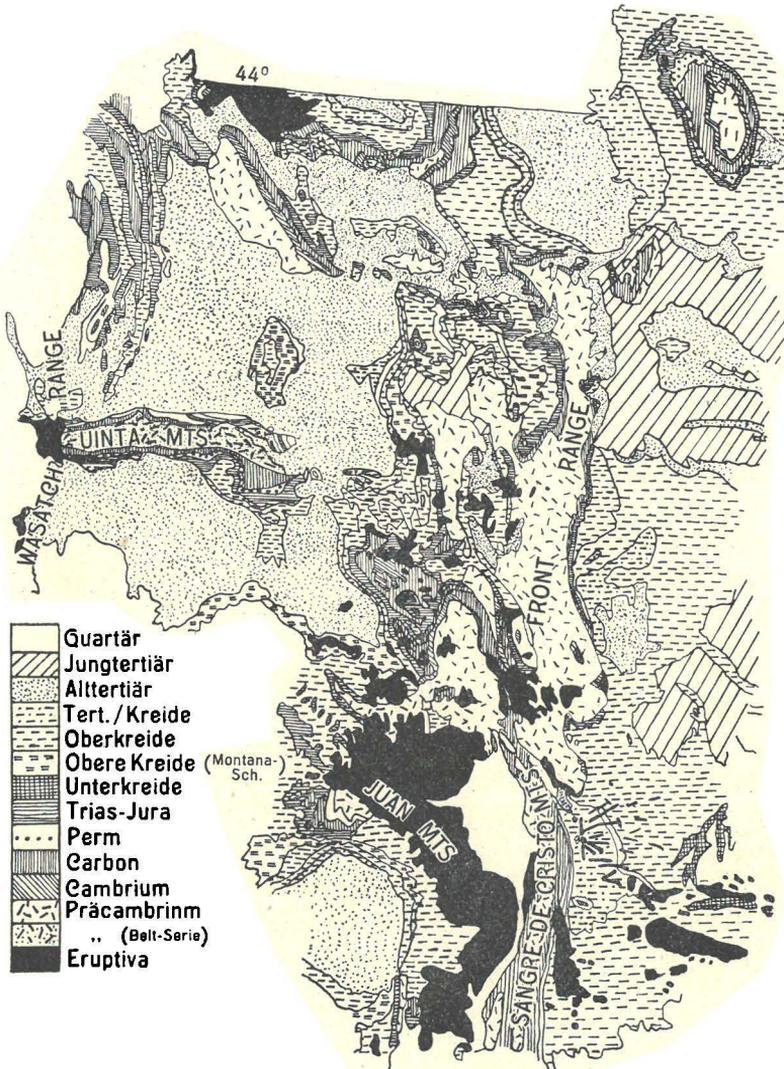


Abb. 87. Geologische Karte der südlichen Rocky Mountains. Nach der geologischen Karte von Nordamerika von WILLIS.

South Park, Wet Mountains, 3. Wind River Range, Medicine Bow Range, Front Range, 4. Laramie Mountains. Diese Falten-

züge umgeben das Colorado-plateau, und endigen frei im S bzw. SSO kulissenartig an dem im ganzen N—S gerichteten Ostrande des Gebirges. Sie bestehen aus altkristallinen Gesteinen, Paläozoikum, Kreide und stellen riesige Sättel dar, die durch die Erosion bis auf den kristallinen Kern hinunter geöffnet sind. Es fehlt zwar nicht an kleineren Kern Falten, wie z. B.

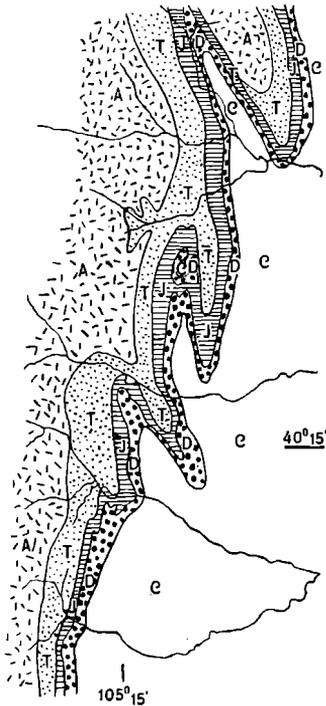


Abb. 88. Kulissenfalten am Ostrande der Colorado- oder Front-Range (Rocky Mountains). *A* Archäikum, *T* Trias, *J* Jura, *D* Dakotasandstein der Oberkreide, *C* höhere Stufen der Oberkreide. Nach SUSS.

den Kulissenfalten am Ostrande der Front Range (vgl. Abb. 88), aber vollständig an liegenden Falten und Überschiebungsdecken, und Brüche spielen eine größere Rolle im Gebirgsbau (vgl. Abb. 69). Das Streichen der einzelnen Faltenzüge ist ein verschiedenes, im N ist das Bündel weit geöffnet, im S eng. Man würde von einer Virgation sprechen, wenn nicht der Stamm der Rute das Ende des ganzen großen Rocky Mountainssystem darstellte. An der Ostseite des Gebirges heben sich die in einer leicht nach O geneigten Tafel gelagerten Schichten des Vorlandes der Präirien plötzlich steil in die Höhe (Abb. 47) ein völlig anderes Bild als es der Außenrand der Alpen bietet (vgl. Abb. 81), wo teils eine scharfe Aufschübung über das Vorland, teils aber (im Westen) ein langsames Ausklingen der Faltung herrscht.

Es fehlen den Alpen die Kulissenfalten mit den zwischen ihnen schräg in die Rocky Mountains hineingehenden Mulden (Abb. 88) und die Kulissenbrüche (Abb. 69).

Die Kulissenmulden bilden die sogenannten Parks der Rocky Mountains, besonders diejenigen zwischen den großen Faltenzügen, wie den Huerfano Park zwischen Sangre de Cristo und Wet Mountains.

Der ganze Faltenbau der südlichen Rocky Mountains ist somit viel lockerer als der der Alpen. Der Zusammenschub ist geringer. Die Heraushebung der einzelnen Ketten ist gleichmäßiger. Die altkristallinen Kerne sind gestreckter. Man kann es verstehen, daß in einer älteren Periode der Forschung die Entstehung der Faltenzüge auf ein Absinken ihrer Umgebung an Flexuren zurückgeführt wurde.

Das Alter der Rocky Mountains ist höher als das der Alpen; ihre Faltung war schon vor Beginn des Tertiärs vollendet. Die jetzige große Höhe des Gebirges ist späteren Hebungen zuzuschreiben.

3. Alte Faltengebirge.

A. Allgemeines.

Das Faltengebirge der Rocky Mountains ist, obwohl die Faltung älter ist als die der Alpen, doch ein Gebirge von alpiner Höhe (zahlreiche Gipfel über 4000 m in der Front Range). Seine Entstehung als Gebirge ist nicht nur das Ergebnis der Faltung, sondern auch eines späteren allgemeinen Aufstiegs der Region, in der es sich erhebt. Die endogenen Kräfte haben sich hier stärker erwiesen als die exogenen; aber die letzteren sind dauernd am Werk und werden schließlich die Rocky Mountains abtragen, falls ihnen nicht neue Betätigung der endogenen einen Strich durch die Rechnung macht. Spätere Bewegungen können auch altes Faltenland wieder in Gebirge in morphologischem Sinne verwandeln. Nach langem Schlummer in tieferen Erdkrustenteilen können alte Faltengebirge, bedeckt von jüngeren, flach gelagerten Schichten, aufs neue emporsteigen und, wenn auch nicht in ihrem alten Umriss, so doch wenigstens in Bruchstücken an der Erdoberfläche erscheinen, wenn ihr Mantel aus jüngeren Schichtgesteinen abgetragen ist. Verjüngt grüßen sie von neuem das Tageslicht. Wenn ihr Rumpf aber aufs neue durch die Erosion gegliedert wird, so wird ihre Tektonik noch viel weniger als in den jungen Faltengebirgen auf ihre Oberflächengestaltung von Einfluß sein, und nur durch die Verteilung der Gesteine und damit mehr oder weniger widerstandsfähiger Partien des Gebirges noch in den Oberflächenformen zum Ausdruck kommen, vielerwärts sich aber nur dem tiefdringenden Auge des Geologen erschließen.

B. Das kaledonische Gebirge Nordschottlands als Beispiel für ein altes Faltengebirge.

Der größte Teil der britischen Inseln zeigt eine ausgesprochene Ungleichförmigkeit zwischen dem Silur und dem darüber liegenden devonischen alten roten Sandstein. Sie gibt Kunde von einer Gebirgsbildung, durch die die älteren Formationen bis zum Silur aufwärts von intensiven Dislokationen betroffen wurden. Ein Teil dieses alten Gebirges wird in den schottischen Hochlanden sichtbar. In geologischem Sinne umfassen diese das nördliche Schottland nebst vorgelagerten Inseln, südwärts bis zu einer großen Verwerfung, die von Stonehaven an der Ostküste bis Helensburgh am Clyde läuft und die Nordgrenze des großen Grabens des „Midland Valley“ darstellt (vgl. Abb. 39). Die Hochlande sind in ihrem größten Teile ein Block aus archaischen kristallinen Schiefnern, über die sich größere Platten flach lagernden alten roten Sandsteins ausbreiten, während von mesozoischen Schichten nur ganz vereinzelte Überreste erhalten sind. Im nordwestlichsten Teil von Schottland finden sich ebenfalls alte Gneise, die in ausgedehntem Maße von korkambrischem „Torridonsandstein“ überlagert werden. Zwischen diesen beiden Gebieten zieht sich eine Zone vom Loch Eriboll im NNO bis Skye im SSW, in der auch Cambrium auftritt und in der gewaltige Dislokationen sichtbar werden, in erster Linie Überschiebungen. Dies ist der in seinem Bau am besten erkennbare Teil des „kaledonischen Gebirges“.

In seiner Gesamtheit hat das kaledonische Gebirge eine Längenausdehnung von 18—19 Breitengraden. Weit größere Abschnitte seines Baus, als auf den britischen Inseln liegen, zeigt Skandinavien. Hier ist die tektonische Bewegung gegen OSO gerichtet gewesen, in Schottland gegen WNW. Diese entgegengesetzte Richtung ist verschieden gedeutet. Man hat sie mit der entgegengesetzten Bewegung in den Alpen und den Dinariden verglichen. Andere betonen, daß das kaledonische Gebirge keine einheitliche Gebirgskette gewesen sei, sondern daß es sich nur um eine einheitliche Faltungszone handele. Bogenförmige Leitlinien lassen sich ja in der Tat nicht erkennen. Große Überschiebungen sind die herrschende Dislokation. Trotz ihres bedeutenden Ausmaßes hat man ihre Existenz nicht bestritten, während in den Alpen von manchen

das, „was das Auge sah, für physisch unmöglich erklärt“ wurde.

In der „Zone von Eriboll“ fallen alle tangentialen Dislokationen nach OSO ein. Es sind dies teils Falten, teils Faltenüberschiebungen, teils Schuppen, die nicht aus Faltung hervorgegangen, sondern durch Bruch entstanden sind, ferner große Schubflächen und Überschiebungen von geringerer Bedeutung. Das Vorland dieser großen Dislokationszone besteht aus Lewisgneis (benannt nach der Insel Lewis), der archaisches Alter besitzt, Torridonsandstein, der ungleichförmig darüber folgt, und wiederum ungleichförmig gelagertem Cambrium. Das Rückland der Dislokationszone besteht aus den archaischen Moine-Schiefen. Diese letzteren sind auf der obersten der großen Überschiebungsflächen, der „Moine-Überschiebung“, nach WNW über das Vorland hinüberbewegt. Die tieferen Überschiebungsflächen begrenzen Schollen, die im N aus Lewisgneis und Cambrium bestehen; weiter im S beteiligt sich aber auch Torridonsandstein an der Zusammensetzung derselben. Nach Lokalitäten, wo sie gut beobachtbar sind, hat man den tieferen Überschiebungsflächen ebenfalls Namen gegeben, so „Arnaboll“- „Glencoul“- „Ben More“- „Kinlockewe“- „Kishorn“-Überschiebung. Die drei letztgenannten sind wahrscheinlich identisch; der Nachweis davon ist aber schwierig. Das Ausmaß der Überschiebungen beträgt wenigstens 10 engl. Meilen. Das tektonische Bild kompliziert sich noch durch jüngere Brüche, die das Vorland der Überschiebungszone sowie auch diese selbst durchschneiden, sowie durch jüngere Faltungen, die Schollen und Überschiebungen falten. Im einzelnen ist das Bild außerordentlich mannigfaltig, in den großen Zügen aber gleichförmig (Abb. 89). Im Vorland liegen über altgefalteten, tief abgetragenen archaischen Lewisgneisen ungleichförmig schwach gefaltete Torridonsand-

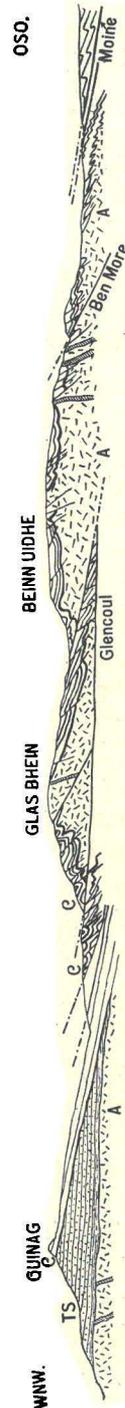


Abb. 89. Profil durch die Überschiebungszone von Eriboll. Glencoul, Ben More, Moine = die bedeutendsten Überschiebungsflächen. A Archäikum, TS Torridonsandstein, C Cambrium. Nach PEACH und HORNE.

steine (Proterozoikum), darüber ungleichförmig cambrische Schichten in flacher oder nach OSO einfallender, aber ungefalteter Lagerung. Darüber folgen mehrere Überschiebungsmassen, die oben und unten von Schubflächen begrenzt werden und in sich jede ihre selbständige Tektonik besitzen, meist Schuppung, aber auch Faltung. Über der höchsten, der sogenannten Moine-Überschiebung, folgt als höchste Scholle die Masse der Moine- und anderer altkristalliner Schiefer, deren Tektonik schwer entwirrbar ist.

Der ganze Bau ist älter als der devonische alte rote Sandstein, wenigstens soweit Schuppung und Überschiebung in Frage kommen. Wir wissen nicht, ob der heutige WNW-Rand der Überschiebungszone auch der ursprüngliche Rand des kaledonischen Gebirges ist. Falls die Überschiebungsmassen noch weiter nach W gereicht haben (was sehr wahrscheinlich ist), so bleibt das tektonische Bild doch im Prinzip das gleiche. Auffallend ist der Unterschied gegenüber dem nördlichen Alpenrande. Hier treten zwar auch Überschiebungsflächen auf, die gegen außen ansteigen (und zwar im ganzen wesentlich steiler als in der Zone von Eriboll, vgl. Abb. 81); aber das Vorland besteht aus Gesteinen von jugendlicherem Alter als die jüngsten der alpinen Decken. In der Zone von Eriboll müssen mindestens zwei Abtragungsperioden unterschieden werden: die prädevonische und die jetzige; vielleicht liegt dazwischen noch eine weitere. In den Alpen ist noch eine erste Abtragungsperiode im Gange. Man könnte also annehmen, daß das kaledonische Gebirge bereits viel tiefer abgetragen ist als im Verhältnis die Alpen. Aber es muß als sehr zweifelhaft bezeichnet werden, ob der tiefere Sockel der Alpen einen solchen Aufbau zeigt wie die Zone von Eriboll.

Jedenfalls ist es sehr bemerkenswert, daß junge geologische Veränderungen die Zone von Eriboll herausgearbeitet haben. Man kann mit einiger Sicherheit sagen, daß diese Zone nicht genau den primären Rand des kaledonischen Gebirges darstellt. Sie verfolgt aber dasselbe Streichen wie dieses. In anderen Fällen wird der Bau alter Faltengebirge durch die späteren geologischen Vorgänge nicht in dieser Weise wieder herausgearbeitet. Soweit genauere Untersuchungen darüber vorliegen, sind alte Faltengebirge, die heute an der Oberfläche liegen, durch spätere Hebungsvorgänge verjüngt, oft nach

langer Versenkung unter flachlagernden Schichtgesteinen. Wir berühren damit bereits die Probleme, die für die Erklärung der Entstehung der Rumpfgebirge von wesentlicher Bedeutung sind.

4. Rumpfgebirge.

Ein Rumpfgebirge ist ein bis zu einer Fastebene abgetragenes Faltengebirge, das aus dem basalen Erosionsniveau gehoben und mehr oder weniger in seinem früheren Umfang hergestellt auf neuem einem Abtragungsprozeß unterworfen ist. (vgl. S. 73). Ein Gebiet mit flacher Schichtlagerung, in dem eine Fastebene entwickelt ist, die infolge nachträglicher Hebung des Gebietes zertalt wird, so daß ein Gebirge entsteht, wird nicht Rumpfgebirge genannt. Als Beispiel dafür kann das von der Saale durchflossene, von flachgelagerten, schwachgeneigten, auch wohl ganz leicht gefalteten Schichten der Trias aufgebaute Bergland nördlich des Thüringer Waldes dienen. Sein gebirgiger Charakter wird durch die Zertalung einer gehobenen Fastebene hervorgerufen; aber obwohl es dieselbe Fastebene ist, die den Frankenwald zum Rumpfgebirge macht, so wird man doch die Saaleplatte nicht als solches bezeichnen.

Es gibt kein altes Faltengebirge, das in vollem Umfange als Rumpfgebirge eine Auferstehung erlebt hätte. Zwischen dem spitzbergischen, dem skandinavischen und dem britischen Teil des kaledonischen Gebirges klaffen weite, vom Meer bedeckte Lücken. Die einzelnen Teile eines alten Faltengebirges können sich später ganz außerordentlich verschieden verhalten. Soweit die deutschen Mittelgebirge aus paläozoischen Formationen aufgebaut sind, stellen sie Stücke des „variscischen Gebirgsbogens“ dar, der eine ziemlich ähnliche Gestalt wie der weit jüngere Karpathenbogen besaß (Abb. 67), vom französischen Zentralplateau ausging und im mährischen Gesenke endigte. Vogesen, Schwarzwald und Odenwald, Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Thüringer- und Frankenwald, Erzgebirge und Sudeten sind Stücke dieses in der Karbonzeit aufgefalteten Gebirges, die in der Mehrzahl tief versenkt und von permischen und mesozoischen Meeresablagerungen bedeckt, durch jüngere geologische Vorgänge der Abtragung verfielen, die erst die jüngere Hülle entfernte und dann die alte, in jungpaläozoischer

Zeit entstandene Abtragungsfläche (Auflagerungsfläche des Zechsteins oder Buntsandsteins) zerschnitt. Die erdgeschichtliche Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges z. B. ist sehr verschieden von der des Harzes oder des Schwarzwaldes, diejenige des letzteren andererseits von der des Harzes und des Thüringer Waldes usf.

Es gibt alte und junge Rumpfgebirge, wie es alte und junge Faltengebirge gibt. Das Fehlen gebirgsbildender Vorgänge, wenigstens größerer Faltungen, in der Trias- und Jurazeit, bewirkt, daß sich diese beiden Kategorien ziemlich gut trennen lassen. Wahrscheinlich sind alle alten Faltengebirge zu Rumpflandschaften abgetragen worden. Dagegen ist es nicht gesagt, daß sie auch später durch Hebung in Rumpfgebirge verwandelt wurden. Auch für junge Gebirge mit einem vielgestaltigen Relief ist behauptet worden, daß ihr jetziger Zustand erst nach einem Rumpfgebirgsstadium erreicht worden wäre. So sollen die Alpen in präglazialer Zeit zu einer Rumpffläche abgetragen gewesen sein. Auch z. B. die Front Range der Rocky Mountains soll sich nach Durchlaufung eines ersten, zwar nicht bis zur Ausbildung einer Rumpffläche gediehenen Abtragungsprozesses infolge von Hebung in einem zweiten solchen befinden.

Man hat dabei übersehen, daß Gipfelkonstanz und das Auftreten kleiner, schwach geneigter Flächen in Gebirgstteilen, die im übrigen scharfe Formen aufweisen, nicht notwendigerweise Erbstücke einer ehemaligen Rumpffläche zu sein brauchen. Man darf nicht übersehen, daß die morphologische Entwicklung eines sich hebenden Erdrindenstückes, das ursprünglich eine annähernd ebene Oberfläche besitzt, nicht immer so verläuft, daß aus den flachen Stücken („Riedeln“) zwischen den sich zuerst ausbildenden Schluchten, zunächst scharfe, dann gerundete Kämme entstehen, die dann erniedrigt werden und sich mehr und mehr verflachen, sondern daß sich bei ganz langsamer Hebung Schluchten und scharfe Kämme überhaupt nicht ausbilden, sondern gleich gerundete und flache Formen entstehen, daß diese aber, wenn die Hebung schneller wird, zerstört und von scharfen Formen zerschitten werden. Gipfelkonstanz ist kein Überrest einer früheren Rumpffläche (vgl. S. 68) und kleine, schwach geneigte Flächen können Überbleibsel früher vorhandener gerundeter Formen sein.

Theoretisch muß man annehmen, daß es Rumpfgebirge in allen Stadien der Zerstörung auf der Erde gibt. Ein typisches Rumpfgebirge ist also nur ein besonderer Fall der Zerstörung eines Faltengebirges, ein bestimmtes und auffallendes Stadium der Abtragung verkörpernd. So wie man überall auf der Erde Faltung begegnet und man an jeder Stelle wenigstens in der Tiefe gefaltete Gesteine antrifft (zum wenigsten archaische), so kann man auch an jeder Stelle der Erde irgendwo in der Erdkrinde eine Rumpffläche antreffen, nämlich zum wenigsten diejenige, die die Falten des Archäikums abschneidet (Abb. 90).



Abb. 90. Archaische Falten, von einer Rumpffläche abgeschnitten. Mittelschweden.
Nach HÖGBOM.

Verwerfungen, die älter sind als eine Rumpffläche, werden von dieser abgeschnitten, ebenso Überschiebungen. Verwerfungen, die jünger sind als die Rumpffläche, können „zerbrochene Rumpfgebirge“ erzeugen. „Schollenrumpfgebirge“ sind durch Brüche oder Flexuren zerstückelte Rumpfgebirge. Sie sind sehr viel häufiger als Rumpfgebirge, wenn man unter solchen unzerstückelte verstehen will, und da alte Faltengebirge, wie schon erwähnt, selten oder nie vollständig erhalten sind, so ist eine Grenze zwischen Rumpf-, zerbrochenen Rumpf- und Schollenrumpfgebirgen schwer zu ziehen. Man kann z. B. die Appalachen ein Rumpfgebirge nennen, den Harz ein Schollenrumpfgebirge. Beide sind aber nur Stücke jungpaläozoischer Faltengebirge. Weitere Schollenrumpfgebirge sind die iberische Meseta, das französische Zentralplateau.

Die typische Form des Rumpfgebirges, wenigstens des Schollenrumpfgebirges, ist das Massiv. Man hat die Rumpfgebirge früher direkt als Massengebirge den Kettengebirgen gegenübergestellt und unter jenen solche Gebirge verstanden, die sowohl in ihrem äußeren Umriß wie in ihrer inneren Gliederung die charakteristische Längenausdehnung vermissen lassen. Aber auch hier gestattet die Natur keinen Schematismus.

Der Harz ist ein Massengebirge. Er ist aus dem variscischen Gebirgsbogen durch lange, quer zum Streichen der Falten, d. h. NW—SO verlaufende Dislokationen herausgeschnitten. Seine Rumpffläche ist schräg gestellt und fällt gegen sein Ostende ein, um dort in die Fastebene des Vorlandes ohne scharfe Grenze überzugehen. Diese Rumpffläche des Harzes ist mit derjenigen nicht identisch, die vom Zechsteinmeer überflutet wurde, denn sie ist nur ein Teil der „präoligocänen Landoberfläche“ Mitteldeutschlands, die auch den flachen Faltenwurf des mesozoischen Saaletalberglandes köpft. Daß der Harz jetzt als Gebirge emporragt, ist seiner Hebung in einer Zeit zu verdanken, die auf die Herausbildung dieser Rumpffläche gefolgt ist. Die Entstehung dieser letzteren setzt aber eine vorangehende Hebung voraus, die nicht mit der variscischen Faltung identisch ist. Obwohl wir über die erdgeschichtliche Entwicklung des Harzes in vieler Hinsicht noch im Unklaren sind, so müssen wir doch unter anderen folgende Vorgänge annehmen: variscische Faltung, Abtragung bis zur Ausbildung einer Rumpffläche, weitere Senkung, Bedeckung der Rumpffläche mit Meeresablagerungen, Hebung, Abtragung, so daß die variscischen Gesteine an die Oberfläche gelangten, dann erneute Hebung mit der weiteren Umgebung, Abtragung zur präoligocänen Rumpffläche, Heraushebung des Harzes in seiner jetzigen Form mit Schrägstellung der präoligocänen Rumpffläche in seinem Bereich, Abtragung. Die Freilegung des variscisch gefalteten Paläozoikums kann nicht erst bei der Ausbildung der präoligocänen Landfläche erfolgt sein. Über die Rumpffläche ragen die aus Eruptivgesteinen bestehenden Kopfberge des Brockens, Rambergs, Auerbergs und Ravensbergs auf, ferner des Acker-Bruchbergquarzites.

Den langgestreckten Sporn des Thüringer Waldes (vgl. Abb. 101) kann man unmöglich als Massengebirge bezeichnen. Dieses Rumpfschollengebirge ist seiner Form nach ein Kammgebirge. Seine Entwicklungsgeschichte muß derjenigen des Harzes ähnlich sein. Auch bei ihm steigt die präoligocäne Landoberfläche in der Richtung nach NW infolge späterer Schrägstellung an und ist im eigentlichen Thüringer Wald bereits zerstört, im südöstlichen Teil, dem thüringischen Schiefergebirge, aber noch gut erhalten.

Ein Massengebirge, d. h. in seinen äußeren Formen ein Massiv, ist dagegen das Rheinische Schiefergebirge, das Ardennen, Eifel, Hunsrück, Taunus, Westerwald und Sauerland umfaßt. Steigt man aus dem schmalen Cañon des Rheintals auf die umgebenden Höhen, so sieht man vor sich eine weitgedehnte Rumpffläche (daher auch die Bezeichnung „Plateaugebirge“), über die sich einzelne Kopfberge erheben, in erster Linie Basaltberge, die der Abtragung mehr widerstanden als die devonischen Schichtgesteine, die das vorherrschende Baumaterial des Gebirges darstellen (vgl. Abb. 56). Die Versenkung und Überdeckung mit Meeresablagerungen scheint in der Geschichte des Rheinischen Schiefergebirges zu fehlen. Sein Aufstieg ist jung, nämlich postmiocän, besonders diluvial, seine noch wohl erhaltene Rumpffläche prämiocän. Diese ist von Brüchen zerschnitten, durch die u. a. das Becken von Neuwied erzeugt ist. Die Dislokationen am Südrand des Taunus und des Hunsrücks laufen in der Streichrichtung der variscischen Falten. Zahlreiche alte Verwerfungen innerhalb des Rumpfes werden von der Rumpffläche geköpft.

Es ist undenkbar, daß ein in der Karbonzeit entstandenes Faltengebirge sich bis heute als Kettengebirge erhalten hätte. Es liegt daher nahe, eine komplizierte Entstehungsgeschichte für alte Faltengebirge anzunehmen, die heute äußerlich den Charakter junger Faltengebirge aufweisen. Das gilt z. B. für den Tien-schan. Die allgemeine Faltung seiner Schichtgesteine hat im Karbon stattgefunden, dann soll er im Mesozoikum zu einer Rumpffläche abgetragen und im Tertiär durch Hebung und Schollenbildung wieder in ein junges Gebirge verwandelt sein. Seine Kettengebirgsnatur wäre also sekundär, durch die Erosion erzeugt, wenn auch in seinem Bau begründet („Kettenscholle“).

Ein im erdgeschichtlichen Altertum gefaltetes Gebirge, das heute als Rumpfgebirge erscheint, aber die ehemalige Kettengebirgsnatur in seiner Oberflächenbeschaffenheit noch deutlich zeigt, indem der Faltenbau infolge des wechselnden Widerstandes härterer und weicherer Schichten wieder zum Vorschein gekommen ist, sind die Appalachen im östlichen Nordamerika, zu denen die Allegheny Mountains und die sich nördlich daran anschliessenden Gebirgszüge gehören. Die scharfen Quarzit-

und Sandsteinkämme, in denen der Faltenbau zum Ausdruck kommt (Abb. 91), haben annähernd gleiche Höhe. Sie sollen die Überreste einer Fastebene sein. Die ebenen Flächen zwischen diesen Kämmen wären sodann eine zweite Fastebene, die aber



Abb. 91. Reliefkarte der nördlichen Appalachen. Nach Salisbury und Artwood.

nicht zur vollen Ausbildung gekommen ist, weil eine neue Hebung zu einem erneuten Einschneiden der Flüsse führte (Abb. 92). Das Gebirge wird nicht durch Brüche begrenzt,

sondern entspricht einer Faltungszone, ist also ein Rumpfkettengebirge (Abb. 93).

Die Erklärung der Entstehung der Rumpfflächen, also auch der Rumpfgebirge, bietet manche Schwierigkeiten. Es liegt außerhalb des Rahmens dieses Buches, die Frage nach der Entstehung der Fastebenen, der

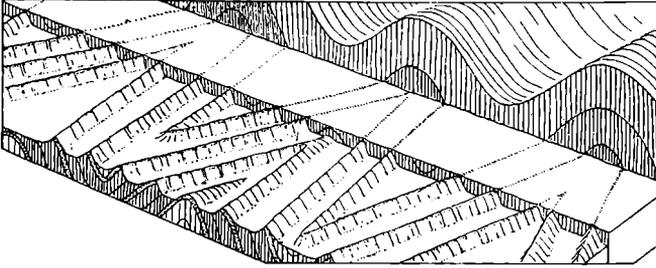


Abb. 92. Entstehung der Oberflächenformen der Alleghanies. Im Hintergrunde der unverletzte Faltenbau, in der Mitte die Fastebene, im Vordergrund die zerschnittene Fastebene. Nach DAVIS und RÜHL.

Kopfberge (auch der afrikanischen Inselberge) und andere hierher gehörende Probleme eingehend zu erörtern.

c. Die Schollengebirge.

Gebirge, deren Hervorragungen über ihre Umgebung durch Verwerfungen erzeugt ist, nennt man Schollengebirge.

Eine Bruchstufe ist eine durch eine Verwerfung erzeugte Landstufe (Abb. 94). Gegen die Verwerfungsfrent gesehen, erscheint sie als mauerartiges Gebirge. Sie kann ein Tiefland gegen ein Hochland abgrenzen oder ein Hochland gegen ein Hochland. In beiden Fällen erzeugt die Verwerfung kein wirkliches Gebirge; denn dem höher gelegenen Teile fehlt die Mannigfaltigkeit der Oberflächengestaltung. Eng verwandt ist die Flexurstufe. Sie und die Bruchstufe kann man zusammen im Gegensatz zur Erosionsstufe (vgl. S. 126) als „tektonische Stufen“ bezeichnen. Eine Flexurstufe ist z. B. diejenige, mit der sich das Kaibabplateau zur Marble Cañonplatte senkt.



Abb. 93. Geologisches Profil durch die Appalachen.

Abb. 16 zeigt die ostafrikanische Bruchstufe in Deutsch-Ostafrika, die nach neueren Untersuchungen allerdings eine Erosionsstufe sein soll.

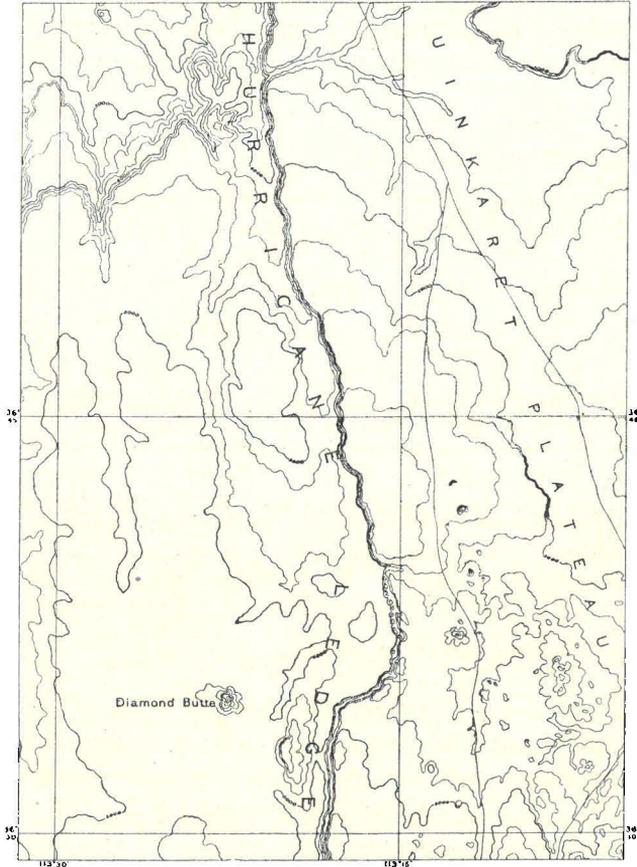


Abb. 94. Bruchstufe. Karte der Hurricaneverwerfung, Arizona. Aus SALISBURY und ATWOOD.

Es kann aber auch eine einzige Verwerfung zur Entstehung eines Gebirges führen. Dann muß aber die Hoch-

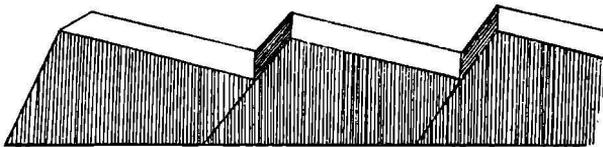


Abb. 95. Schräggestellte Schollen.

scholle schräg gestellt sein. Schräggestellte Schollen haben durch eine Verwerfung eine Neigung ihrer vorher horizontalen Oberfläche erhalten (Abb. 95). Schwarzwald und Vogesen sind durch den Niederbruch der Rheintalscholle zu Gebirgen geworden. Die Bruchstufe verleiht ihnen den Gebirgscharakter (Abb. 96), Als schräggestellte Schollen sind sie in ihren hohen

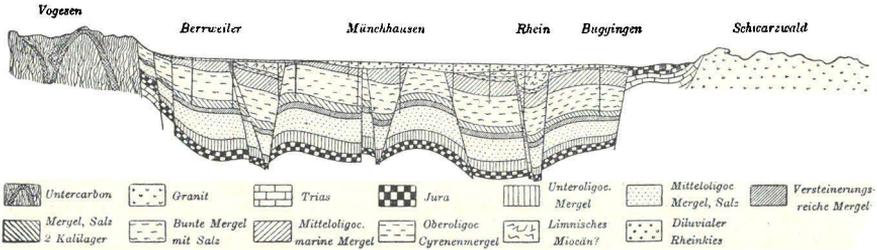


Abb. 96. Profil durch den Rheintalgraben von den Vogesen über die Gegend von Mühlhausen im Elsaß zum Schwarzwald. Nach WAGNER und TORNQVIST.

Teilen in starker Zertalung begriffen; nach der Außenseite besitzen sie flache, hochflächenartige Abdachungen. In diesem Falle ist die Schrägstellung allerdings älter als die Brüche (vgl. S. 117).

Im allgemeinen sind Schollengebirge von zwei Hauptbrüchen begrenzt oder erhalten ihren morphologischen Gebirgscharakter durch mehrere Brüche.

A. Form und innerer Bau.

Unter den Schollengebirgen finden sich Kamm- und Rückengebirge sowie Massive; auch kettengebirgsartige Formen kommen vor. Sie können langgestreckt sein und eine Hauptstreichrichtung besitzen wie z. B. der Thüringer Wald (Abb. 101) oder eine bedeutende Breite besitzen, so daß im Umriß die Lage der Verwerfungen weniger augenfällig ist.

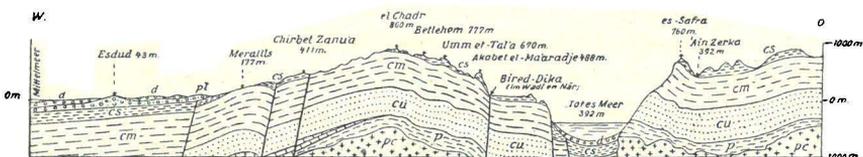


Abb. 97. Schollengebirge: Horst mit Staffelbrüchen. Geologisches Profil durch das Gebirge von Süd-Palästina vom Mittelmeer über das Tote Meer zum Belka-plateau. Länge: Höhe = 1:10. *pt* Präcambrium, *p* Paläozoikum, *cu* Unterkreide, *cm*, *cs* Oberkreide, *pl*, *d* Pliocän, Diluvium. Tiefe Einsenkung des vom Toten Meer erfüllten Grabens. Nach BLANCKENHORN.

Ein Schollengebirge kann ein an einer Verwerfung schräggestellter Halbhorst oder ein durch zwei mehr oder weniger parallele Brüche begrenzter Horst sein (wobei statt einer Verwerfung auch mehrere Staffelbrüche auftreten können [Abb. 97]) oder aus einer Anzahl gegeneinander verworfener Schollen (Horsten, Staffeln und Gräben) bestehen (Abb. 98). Flexuren können die Verwerfungen vertreten.

In jungen, gut erhaltenen Schollengebirgen bilden die Hochschollen (Horste) die aufragenden Teile, während die Gräben auch orographisch als Senken erscheinen (Abb. 97).

Von Vorland und Rückland kann man bei Schollengebirgen nicht in dem Sinne sprechen, in dem diese Ausdrücke bei Faltengebirgen gebraucht werden. Man spricht wohl vom Vorlande eines Schollengebirges und meint damit die Umgebung desselben. Dagegen kann wohl unter Umständen von einer Innen- und einer Außenseite gesprochen werden. Dies ge-

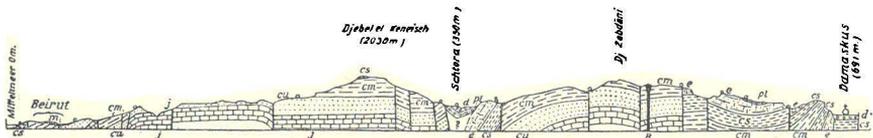


Abb. 98. Schollengebirge: Mehrschollengebirge. Geologisches Profil durch den mittleren Libanon und Antilibanos von Beirut nach Damaskus. *j* Jura, *cu* Unterkreide, *cm*, *cs* Oberkreide, *e* Eocän, *pl*, *d* Pliocän, Diluvium, *B* Basalt. Nach BLANCKENHORN.

schieht z. B. bei Schwarzwald und Vogesen, deren Innenseite an der oberrheinischen Tiefebene liegt. In diesem Falle geht man davon aus, daß beide Gebirge ursprünglich zusammenhängen, und daß nun im Innern dieser Gesamtmasse die NNO—SSW verlaufenden Grabenspalten eine Scholle zum Einsinken brachten. Die flachen Abfälle nach W und O sind die Außenseiten der ursprünglichen, einheitlichen Masse.

Der innere Bau der Schollengebirge wird einerseits durch die Lage und die Richtung ihrer Schollen, andererseits durch die Lage der Schichten innerhalb der Schollen bedingt. Verwerfungen durchsetzen sowohl Schichttafeln (Gebiete flacher Schichtenlagerung) als auch Faltengebirgsland. Ein besonderes Vorkommen bei dem letzteren Falle sind Brüche, die Rumpfgebirge zerschneiden. Man kann danach „Tafelschollengebirge“, „Faltenschollengebirge“ und „Rumpf-

schollengebirge“ unterscheiden (Abb. 98, 99, 100). Von den beiden letzteren Typen ist schon die Rede gewesen (vgl. S. 66 und 109). Schollenrumpf- und Rumpfschollengebirge sind de facto dasselbe. Feste Grenzen lassen sich zwischen zerbrochenen Faltengebirgen und Faltschollengebirgen ebenso wenig ziehen wie zwischen Rumpfbirgen und Rumpfschollengebirgen. Auch in diesem Falle bietet eine Systematik nur die Bequemlichkeit einer Gruppierung zur Erleichterung des Überblickes, nicht eine von der Natur gebotene Scheidung scharf getrennter Typen. Da unter jeder Schichttafel in geringerer oder größerer Tiefe gefaltetes Gestein vorhanden ist, so sind diese verschiedenen Arten der Schollengebirge nicht nur von der Sprunghöhe und dem Stande der Abtragung des von Verwerfungen durchsetzten Gebietes abhängig (wobei

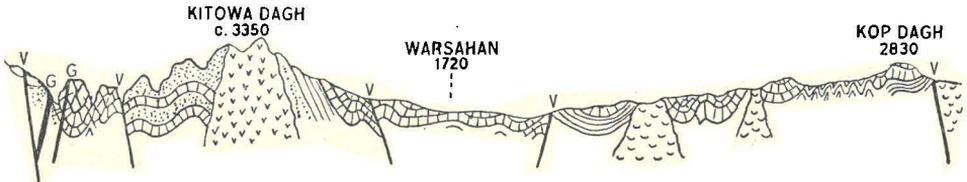


Abb. 99. Faltschollengebirge. Geologisches Profil durch die Kalkid-Tschorochzone in Armenien in der Richtung Trebisond—Erzerum. Gefaltete Kreide- und Tertiärschichten, von Eruptivstöcken (Winkel: Diorit, Halbkreise: Serpentin und Gabbro) und -gängen (*G*) durchsetzt und von Verwerfungen (*V*) zerbrochen. — 4fache Überhöhung. Nach OSWALD.

einerseits die Abtragung vor Eintritt der Verwerfungen, anderseits auch die Abtragung der verworfenen Schollen eine Rolle spielt), sondern es kann sich auch ein Tafelschollengebirge durch Abtragung in ein Faltschollengebirge verwandeln.

Tektonisch sind Einschollengebirge und Mehrschollengebirge zu unterscheiden. Zu jenen gehören die Halbhorste und Horste (Vollhorste). Beispiele für erstere sind Vogesen und Schwarzwald. Sie sind dadurch entstanden, daß eine große Aufwölbung von SW—NO-Streichen (posthume Faltung in variscischer Streichrichtung) durch den Grabenbruch der oberrheinischen Tiefebene geteilt wurde, wobei sich zwei Steilränder ausbildeten, die ihre Fronten dem Rheintalgraben zukehren, so daß zwei ausgesprochene Gebirgsabfälle in symmetrischer Lage der Tiefscholle zugekehrt sind. Die

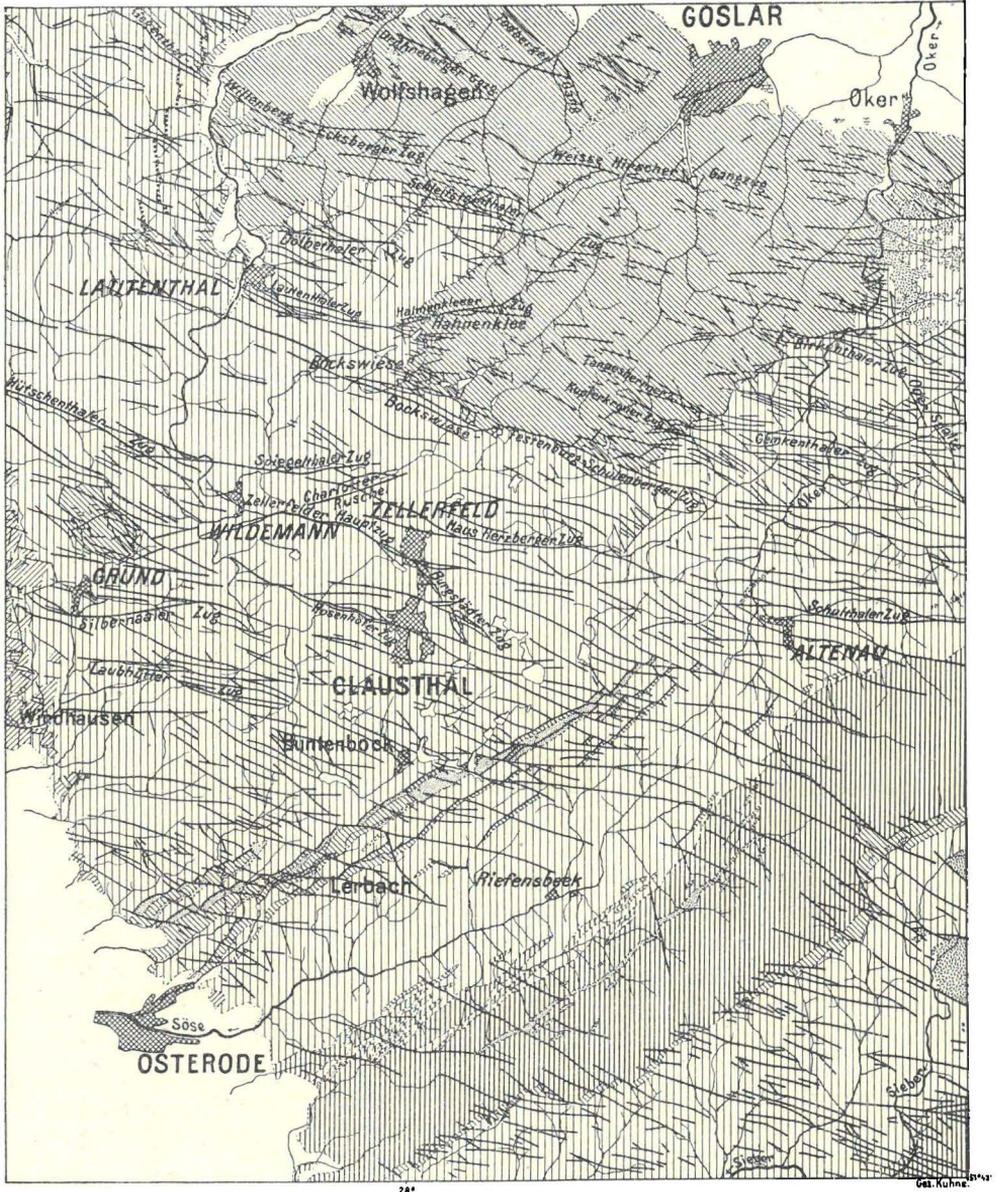


Abb. 100. Geologische Karte eines von zahllosen Quer- und Diagonalverwerfungen durchsetzten Schollentrumpfsgebirges (Oberharz). Auf den Brüchen treten vielfach Erzgänge („Züge“) auf. Nach BEUSHAUSEN.

Randbrüche der beiden Gebirge werden vielfach von Staffelbrüchen begleitet, so daß innerhalb des Grabens ein doppelseitiges treppenförmiges Absinken von Schollen vorhanden ist (Abb. 45, 96). Die höheren Staffelschollen bilden stellenweise eine Vorbergzone vor dem eigentlichen, durch den Rand der Halborstscholle gebildeten Gebirgsabfall. Die in den Vorbergen erhaltene mesozoische Schichttafel, das Deckgebirge der variscisch gefalteten Formationen, ist von der Höhe des Gebirges abgetragen, bildet aber seine östliche Abdachung.

Als Beispiel eines Horstgebirges diene der Thüringer Wald (Abb. 101). Seine NW—SO streichenden Bruchränder heben ihn über seine Umgebung heraus, im SO hängt er mit dem großen fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Bruchstücke des variscischen Gebirgsbogens zusammen, von dem er gleichfalls einen Ausschnitt darstellt. Bei diesem Zusammenhang mit einer größeren Scholle an seinem südöstlichen Ende erscheint er als „Halbinselhorst“. Auch der Harz würde einen

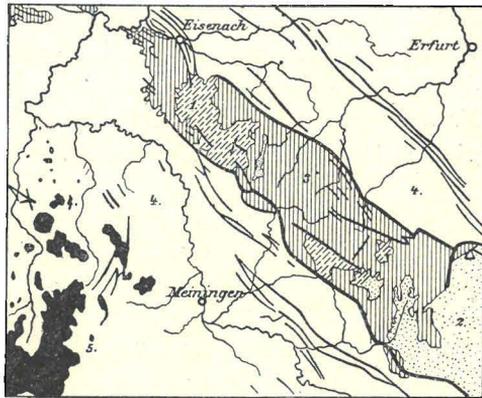


Abb. 101. Tektonische Karte des Thüringer Waldes. Der Halbinselhorst desselben (1 Gneis und Granit, 2 Cambrium, 3 Unterperm) erhebt sich über das mesozoische Vorland (4), 5 Basalt. Nach REGEL u. a.

solchen darstellen, wenn die Schichttafel des mesozoischen Deckgebirges nicht noch denjenigen Teil des variscischen Gebirges verdeckte, von dem er sich halbinselartig abgliedert. Die Randbrüche des Thüringer Waldes und des Harzes laufen quer zur Streichrichtung ihrer variscischen Falten. Insofern stellen beide Querschollen dar. Ihre Randbrüche, die ihre Längenausdehnung bedingen, sind tektonisch Querbrüche.

Ein Mehrschollengebirge ist der Schweizer Tafeljura (Abb. 102). Er liegt nördlich des Kettenjura, zwischen diesem und dem Schwarzwald und ist durch N—S gerichtete Brüche förmlich zerhackt. Nach der Schichtlage handelt es sich hier um ein Tafelschollengebirge. Die Oberflächengestaltung ist

bei ihm das Werk der Abtragung (vgl. S. 123). Zu den Tafel-schollengebirgen können auch von Verwerfungen durchsetzte Decken vulkanischer Gesteine gehören, wie z. B. das isländische Hochland, dessen Erhebungen zum Teil Horste sind.

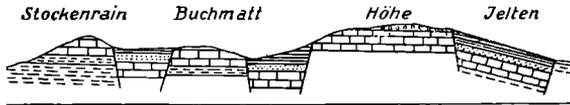


Abb. 102. Schollen im Basler Tafeljura. Nach CLOOS.

B. Gliederung.

Die morphologische und die tektonische Gliederung wird sich bei jungen Schollengebirgen im wesentlichen decken, wenigstens insofern, als die Horste Erhebungen (Horstkämme), die Gräben Senken bilden. Sind die Schollen von größerer Erstreckung in einer bestimmten Richtung angeordnet, so ergibt sich bei beträchtlichem Ausmaß der Verwerfungen ein

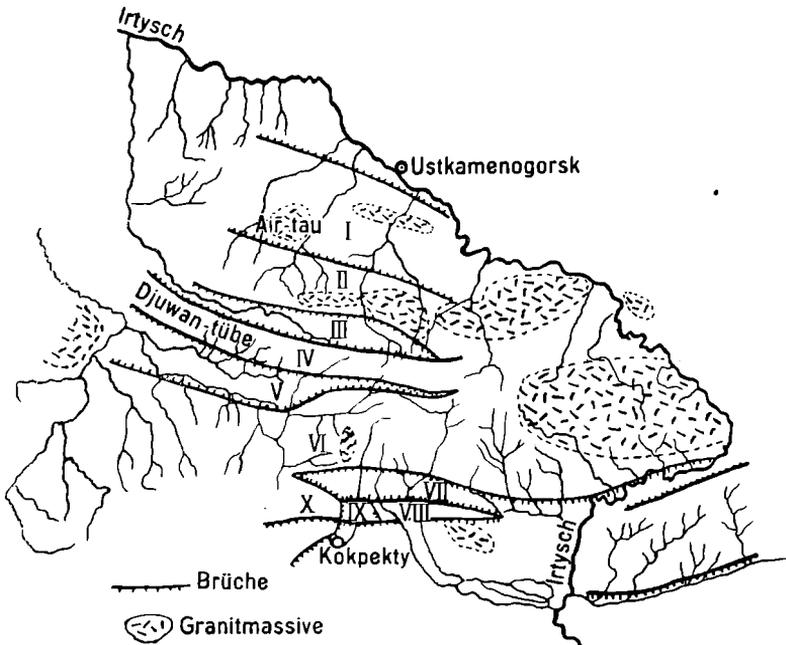


Abb. 103. Brüche des Kalbinskigebirges (Zentral-Asien). Die Zähnchen der Bruchlinien zeigen nach der gesunkenen Scholle. *I* Česchok-Stufe, *II* Stufe des Čertei-tau, *III* Ablaikit-Graben, *IV* Ssentasch-Horst, *V* Čarski-Graben, *VI* Kalbinski-Horst, *VII* Kumaiski-Graben, *VIII* Bukonski-Horst, *IX* Quergraben Tologoi, *X* Tass-subai-Berge. Nach OBRUTSCHEW.

kettengebirgsartiger Charakter; so z. B. im Kalbinskigebirge in Westsibirien (Abb. 103). Da die Erosion im allgemeinen Zeit hat, der Schollenhebung entgegenzuwirken — soweit in der Jetztzeit Bewegungen an Verwerfungen beobachtet werden konnten, beträgt die Verschiebung jeweils nur einige Meter; aber freilich ist die Beobachtungszeit ja noch viel zu kurz —, so werden Schollengebirge ebenso wie Faltengebirge nicht nur tektonisch, sondern auch durch Erosionstäler gegliedert, die die Tektonik nicht zu respektieren brauchen.

„Achse“ ist bei Mehrschollengebirgen eine Linie genannt worden, auf der sich die höchst erhobenen Schollen anordnen.

C. Schollengebirgstypen.

Von dem Gegensatz zwischen Halbhorsten und Horsten, zwischen Einschollen- und Mehrschollengebirgen ist schon die Rede gewesen, ebenso von Tafelschollen-, Faltschollen- und Rumpfschollengebirgen. Diese verschiedenen Arten stellen die wichtigsten Typen der Schollengebirge dar. Ihre Unterscheidung beruht teils auf der Zahl der sie erzeugenden Verwerfungen, teils auf der Lagerung der von den Verwerfungen zerschnittenen Gesteine.

D. Schollengebirgssysteme.

Benachbarte Schollengebirge, die eine übereinstimmende erdgeschichtliche Entwicklung durchgemacht haben, bilden ein Schollengebirgssystem. Die Gebirge z. B., die den Graben der oberrheinischen Tiefebene flankieren, also Schwarzwald und Odenwald, Vogesen und Hardt, bezeichnet man als „oberrheinisches Gebirgssystem“. Die Gebirgsrümpfe, die emporgetragene Stücke des variscischen Bogens darstellen, bilden das „System der variscischen Rümpfe“. Die „Basin Ranges“ im westlichen Nordamerika werden wegen ihrer gleichen Richtung und ihrer Lage im selben tektonischen Raume zusammengefaßt.

E. Die Umformung der Schollengebirge.

Die Umformung eines Schollengebirges auf tektonischem Wege könnte durch Faltung oder Bruchbildung erfolgen, doch ist ein nachträglich gefaltetes Schollengebirge auf der Erde nicht bekannt. Daß ältere Brüche von jüngeren durchschnitten

werden, oder daß an älteren Brüchen in jüngerer Zeit die Bewegung wieder auflebt, ist eine häufige Erscheinung, aber dieselbe spielt bei der Umformung von Schollengebirgen insofern keine Rolle, als ja Brüche ein durch Brüche erzeugtes Gebirge in seinem Charakter nur verstärken oder schwächen, nicht aber verändern können. Als tektonisch verursachte charakteristische Umformung mancher Schollengebirge könnte man die vulkanische bezeichnen, die darin besteht, daß vulkanische Ausbruchprodukte durch das Schollengebirge an die Oberfläche steigen und dieselbe umgestalten oder doch ihr ein Baumaterial von besonderer Eigenart hinzufügen. Als wesentliche umformende Kraft kommt für die Schollengebirge nur die Abtragung in Betracht. Für die Schollengebirge wird der Verlauf der Abtragung durch die Tektonik vorgezeichnet: die Hochschollen werden von derselben stärker betroffen als die Tiefschollen. Die Rolle der widerstandsfähigen und der weichen Gesteine ist ebenso groß wie in den Faltegebirgen. Ihre Verteilung ist durch die Tektonik vorgezeichnet. Auch Schollengebirge können schließlich erlöschen und zu einer fast ebenen Landschaft erniedrigt werden. Die Bruchstufen verschwinden, das Vorhandensein der Verwerfungen bleibt nur noch an der unvermittelten Berührung verschiedenalteriger Gesteine erkennbar (Abb. 54). Man wäre auch hier berechtigt, von Rumpfgebirgen zu sprechen, doch ist diese Bezeichnung nicht üblich.

Durch die Abtragung wird das Baumaterial der einzelnen Schollen eines Schollengebirges verschieden. So können in einem Tafellande durch Schollenbildung und nachfolgende Abtragung der Hochschollen die gefalteten Gesteine oder Eruptivstöcke des tieferen Untergrundes an die Oberfläche gelangen, oder es können die jüngeren Schichten oder Eruptivdecken von den Hochschollen abgetragen werden usw. So kann man nach dem Baumaterial der oberhalb der Erdoberfläche gelegenen Teile einfache und zusammengesetzte Schollengebirge unterscheiden. Der Schweizer Tafeljura ist z. B. ein einfaches Schollengebirge, indem seine Schollen an der Oberfläche nur aus Gesteinen der Juraformation (und etwas Tertiär) bestehen (Abb. 102). Im Kalbinskgebirge dagegen beteiligen sich am Aufbau Granite und paläozoische Schichtgesteine (Abb. 103); dies ist ein zusammengesetztes Schollengebirge.

Ein bis zu einer Rumpffläche abgetragenes Schollengebirge kann in einem neuen Erosionszyklus verjüngt werden. So sind die jetzigen Oberflächenformen des Schweizer Tafeljura nicht das Werk der Abtragung an einem jungen, sondern an einem in der Tertiärzeit bereits eingeebneten Schollengebirge, und die jetzigen Erhebungen und Senken sind mit den alten Horsten und Gräben nur zum Teil identisch. Wo weiche Gesteine die Oberfläche einer Scholle bildeten, da konnte die Abtragung rascher vorschreiten als dort, wo harte Schichten diese Lage hatten.

Die Rumpfschollengebirge sind, wie schon erwähnt, nur ein Spezialfall, sei es, daß die Schollengebirgsbildung in einem Rumpfbirge einsetzte, sei es, daß ein Tafelland von Verwerfungen zerschnitten und dabei die Hochschollen bis auf den altgefalteten Sockel abgetragen wurden. Die ein Rumpfbirge durchschneidenden Verwerfungen können ihrem Alter nach oft schwer bestimmt werden, und die Entwicklungsgeschichte mancher Schollengebirge ist so verwickelt, daß es schwer zu entscheiden ist, ob die Verwerfungen, die jetzt den Gebirgscharakter bedingen, in ihrer ersten Anlage älter oder jünger sind als die Rumpffläche, die auf den Hochschollen die Oberfläche bildet.

F. Alte und junge Schollengebirge.

So wie es alte und junge Faltengebirge gibt, so auch alte und junge Schollengebirge. Schollengebirge z. B., die heute nicht mehr als Schwellformen an der Erdoberfläche hervortreten, sondern gänzlich abgehobelt erscheinen, sind als alte Schollengebirge zu bezeichnen. Große Brüche, die z. B. das Rheinische Schiefergebirge durchsetzen, dürfen wohl als Zeugen ehemals vorhandener Bruchstufen gedeutet werden. Sie werden jetzt von der tertiären Rumpffläche abgeschnitten und sind ihrem Alter nach schwer bestimmbar. Die zahllosen Brüche des Oberharzes, die ganz vorwiegend quer oder spießbeckig zum Streichen der variscischen Falten verlaufen (Abb. 100) und sich zum Teil durch Erzgangbildungen auszeichnen, haben wahrscheinlich zur Zeit ihrer Bildung ein Schollengebirge hervorgerufen. Ihr erdgeschichtliches Alter ist wahrscheinlich paläozoisch.

Sehr viel genauer läßt sich die Zeit der Schollengebirgsbildung festlegen, wenn eine jüngere Schicht die abgetragenen Verwerfungen überdeckt. Dies gilt z. B. von der präkretacischen Tafelzerstückelung an der Südostecke der westfälischen Kreidemulde, wo Oberkreide ungleichförmig über die Abtragungsfäche der aus älteren mesozoischen Schichten aufgebauten Bruchschollen hinübergreift. In gleicher Weise läßt sich im Schweizer Tafeljura das Alter der Verwerfungen als postjurassisch und prämiocän umgrenzen (Abb. 104). Unter

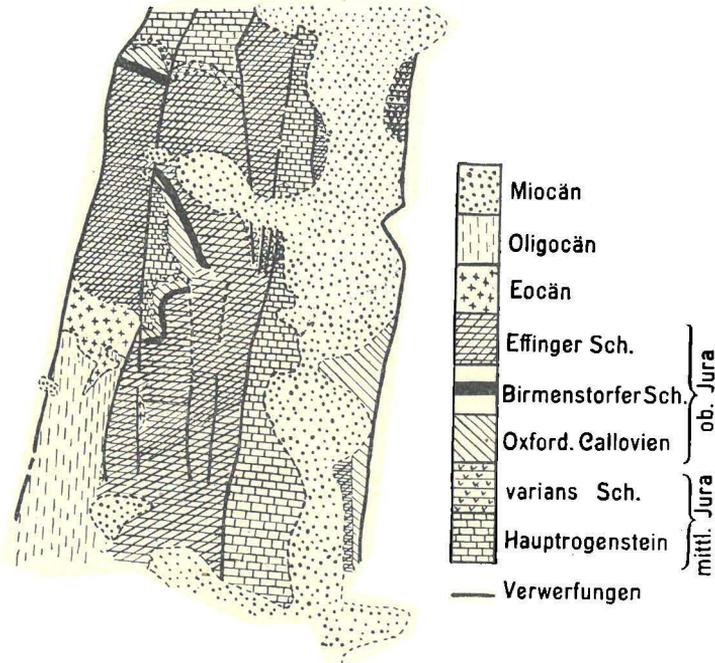


Abb. 104. Karte eines Teiles des Baseler Tafeljura, von miocänen Ablagerungen überdeckte Brüche zeigend. Nach F. MÜHLBERG.

der diluvialen Bedeckung der norddeutschen Tiefebene liegt eine Schollengebirgslandschaft mit beträchtlichen Niveauunterschieden der einzelnen Schollen.

Wo Horste Hohlformen, Gräben Kämme bilden („Grabenkämme“), handelt es sich wohl meistens um verjüngte Schollengebirge, die bereits das Stadium der völligen Verebnung durchlaufen haben und in einen zweiten Erosionszyklus eingetreten sind. Doch wird auch behauptet, daß die Abtragung Horste und

Gräben höchstens annähernd nivellieren, niemals aber aus einem Graben exakt einen Berg modellieren könnte, und zwar auch nicht bei Neubelebung der Erosion.

Neben den alten Faltengebirgen spielen alte Schollengebirge nur eine geringe Rolle. Ob das in der Natur begründet ist, oder ob es sich nur um eine Vernachlässigung seitens der Forschung handelt, möge dahingestellt bleiben. Jedenfalls hat man bisher die alten Schollengebirge noch nicht mit besonderen Namen belegt, wie es bei den alten Faltengebirgen geschehen ist. Das rührt unter anderem daher, daß jene sich nicht so deutlich als wohlbegrenzte und individualisierte Einheiten erkennen lassen wie diese.

VIII. Die Erosionsgebirge.

Es gibt keine von der Erosion gänzlich verschonten Falten-, Rumpf- oder Schollengebirge und es haben solche im Laufe ihrer Entwicklung wahrscheinlich niemals existiert. Alle tektonischen und dazu auch noch die meisten vulkanischen Gebirge (nur die ganz frischen unter den letzteren machen eine Ausnahme) sind erodierte Gebirge. Wenn man noch eine besondere Gruppe der Erosionsgebirge aufstellt, so kann man in diese nur solche Gebirge einreihen, die ihren Abfall ausschließlich der Erosion verdanken. Sie sind ausschließlich durch Ausräumung erzeugt und insofern das Gegenteil der durch Aufschüttung entstandenen vulkanischen Gebirge. Es darf freilich niemals vergessen werden, daß die Entstehung von Erosionsgebirgen in letzter Linie auch von tektonischen Vorgängen abhängig ist, genauer gesagt von den epirogenetischen, denn ohne daß die betreffenden Erdkrustenteile in ein entsprechend hohes Niveau über der Erosionsbasis gerückt sind, können sie nicht erodiert werden.

Die äußeren Formen der Erosionsgebirge sind die Landstufe, das Plateau-, das Kamm-, das Rücken- und das Kuppengebirge. Die Gliederung wird durch die von der Erosion geschaffenen Tiefenlinien bedingt.

Das Baumaterial der Erosionsgebirge können alle Arten von Gesteinen sein und diese können sich in ruhiger, flacher und in gestörter Lagerung befinden (Abb. 105). Schichten lagern selten in absoluter Horizontalität. Im schwäbischen Stufenland herrscht z. B. im Gebiete des Muschelkalks, Keupers, unteren und mittleren Jura ein Einfallen von 0,5 % gegen SO.

Die ausschließlich durch die Erosion geschaffene Landstufe heißt im Gegensatz zu der durch tektonische Vorgänge geschaffenen Bruch- und Flexurstufe „Denudationsstufe“ oder „Erosionsstufe“. Ihre Entstehung ist nur möglich, wo verschieden widerstandsfähige Gesteine übereinander folgen. Ohne einen Wechsel von harten und weichen Schichten kann sich ein Steilabfall nicht herausbilden. Auch im Kleinen bilden harte Schichten steile Stufen, weiche flache Böschungen (Abb. 3). Der Böschungswinkel ist von der Gesteinsbeschaffenheit abhängig, die Höhe der Stufe von der Mächtigkeit der widerstandsfähigen Schichten. Ein Gebirge, das eine Denudations-

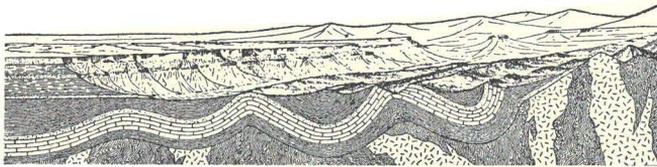


Abb. 105. Landschaft mit geologischem Profil im Vordergrund. Der tiefste Untergrund besteht aus stark gefalteten kristallinen Schiefnern mit Eruptivgesteinsmassen. Darüber liegen in ungleichförmiger Lagerung leicht gefaltete Schichtgesteine. Diese werden, wiederum ungleichförmig, von ganz schwach nach rechts aufsteigenden Schichten überdeckt. Diese Schichten sind stark abgetragen. Links bilden sie eine Tafelfläche mit Erosionsstufe. Weiter rechts hat die Erosion die Auflagerungsfläche zerstört und den Faltenbau angegriffen. Dabei sind Kämme entstanden, die im Streichen der Schichten laufen. Ganz rechts ist auch die tiefere Abtragungsfäche von der Erosion zerschnitten und diese hat die tiefste Gesteinsserie in Angriff genommen. Nach SALISBURY und ATWOOD.

stufe darstellt, wird daher auch „Schichtstufengebirge“ genannt. Beispiele sind die Schwäbische Alb, ferner der Ostabfall des skandinavischen Hochgebirges. Die innere Struktur dieses letzteren ist zwar Deckenbau, aber seine Erscheinung als Gebirge auf der Ostseite verdankt es nur der Erosion, die in dem Rumpfgebirge mit innerem Deckenbau (einem Stück des kaledonischen Gebirges) eine gegliederte Stufe hervorgebracht hat. Man bezeichnet diese ebenso wie die aus flach lagernden paläozoischen Schichten an der Ostgrenze des dazwischen

liegenden baltischen Schildes als „Glint“. Die östliche Glintlinie zieht sich vom Weißen Meer über Onega und Ladogasee zum Finnischen Meerbusen (Abb. 106).

So wenig wie der Thüringer Wald durch eine einfache Hebung entstanden ist, sondern eine sehr verwickelte Entstehungsgeschichte besitzt, so wenig ist die Herausbildung einer Stufe und vollends einer Stufenlandschaft, in der sich mehrere, annähernd parallele Stufen folgen, ein ganz simpler Erosionsvorgang. Die schwäbische Stufenlandschaft z. B., die sich zwischen dem Neckar im Westen und der Jagst im Osten ausdehnt, zeigt drei Stufen, die sich an die widerstandsfähigen Gesteine des Keupers, des Lias und des Weißen Jura knüpfen. Die Schichten fallen flach nach SO ein, haben also eine Dislokation erfahren. Das Tertiär überlagert auf der Schwäbischen Alb den Jura längs einer Fläche, die die Schichten querüber abschneidet. Es hatte also eine Abtragung der aufgerichteten Schichten stattgefunden. Nach Ablagerung des

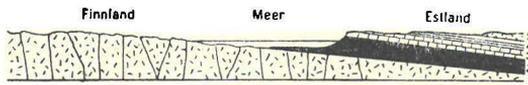


Abb. 106. Profil durch den Glint. 1 Grundgebirge, 2 Cambrium, 3 Ordovicium, 4 Silur, 5 Devon. Nach HÖGBOM und RAMSAY.

Tertiärs erfolgte eine Hebung, die im SW stärker war als im NO, so daß die Auflagerungsfläche dort 250—300 m höher liegt als hier. Durch diese Hebung wurde die Erosion aufs neue angeregt; das Tertiär wurde abgetragen und die Fastebene, die es, wenigstens im SO, bedeckt hatte, zerschnitten. Nun machte sich die ungleiche Widerstandskraft der Gesteine geltend und die harten Schichten wurden zu Stufen herausgearbeitet. Zunächst entwickelten sich zwar Flüsse, die dem Schichtfallen folgten, bald aber bildeten sich in den weichen Schichten rechtwinklig zu den „Folgefällen“, also parallel den sich entwickelnden Stufen, an diesen entlang fließende Nebenflüsse aus, die das Werk der Abtragung förderten. Seitenflüsse dieser Nebenflüsse hatten teils die Richtung der Folgefälle, teils genau die entgegengesetzte, indem sie nämlich von der Steilstufe herunter kommen. Die Abtragung vollzieht sich besonders in den weichen Schichten und die Stufen

schreiten rückwärts, und zwar um so schneller, je größer ihre Taldichte ist (Abb. 107 I, II). Die Folgeflüsse durchbrechen die Stufen. Ein Nebenfluß kann einen Folgefluß anzapfen und ihn damit dem anderen Folgefluß tributär machen (Abb. 107 II). So wurde der Kocher zur Jagst abgelenkt. Für die Jagst war die Donau Erosionsbasis, da sie dieser zufloß. Im Norden des Gebietes bildeten sich aber Flüsse aus, die zu dem bedeutend tiefer gelegenen Neckar entwässerten. Dadurch arbeitete hier die Erosion viel stärker als im Süden, und die Keuperstufe wanderte so rasch rückwärts, daß sie die Liasstufe einholte. Die Liasstufe wurde zur Wasserscheide zwischen der Donau und dem Neckar. Die auf der Abdachung

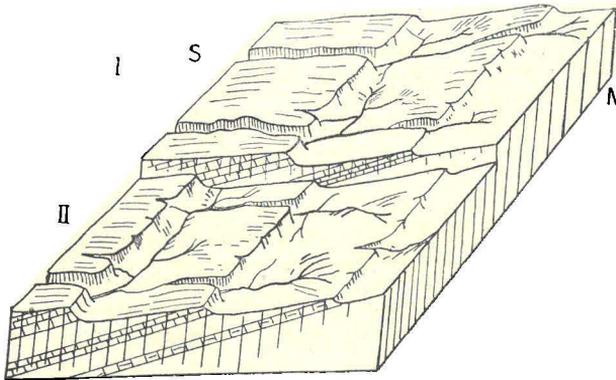


Abb. 107 I. Diagramm einer Landschaft, deren Untergrund aus geneigten Schichten besteht und die von zwei Folgeflüssen, d. h. in der Richtung der Neigung der Schichten fließenden Wasserläufen, entwässert wird. Durch Einschneiden der im Streichen der Schichten fließenden Nebenflüsse bildet sich eine Stufe aus. In II ist diese und die andere entwickelte Stufe rückwärts gewandert. Rechts hat sich eine neue Stufe ausgebildet, da die Abtragung eine noch tiefere harte Schicht angeschnitten hat. Ein Fluß hat einen anderen Fluß angezapft und abgelenkt. Nach SCHEU.

(Lehne) der Liasstufe abfließenden Flüsse schnitten sich nun bis auf den Keuper ein und ließen zwischen sich nur einzelne Berge aus Lias stehen (namentlich zwischen Murr und Roth [Abb. 109]). Die Höhenlage der „Goldshöfer Sande“ und der stratigraphische Ursprung ihrer Gerölle (Keuper- und Liasgerölle im Bereich einer mittelmurassischen Unterlage) beweisen, daß in der Diluvialzeit Kocher und Jagst noch der Donau tributär waren und von Norden nach Süden flossen. Dann erfolgte aber eine Absenkung des Vorlandes der Alb um etwa 60 m. Die Folgeflüsse waren nicht imstande, die dadurch bewirkte Er-

fahren hatte und vom Rande der Weiß Jura-Stufe, wo sich eine Talwasserscheide, d. h. eine in einem Tal gelegene Wasserscheide ausbildete, in nördlicher Richtung abfloß (Abb. 108). Es ist aus diesem Beispiel der schwäbischen Stufenlandschaft zwischen Neckar und Jagst zu ersehen, wie verwickelt die Geschichte der Erosionsvorgänge ist, deren Ergebnis die heutige Oberflächengestaltung (Abb. 109) darstellt, und daß auch bei der Erklärung der Erosionsgebirge jeder Schematismus versagt. Die hier wiedergegebene Erklärung ist auch nicht ohne Widerspruch geblieben.

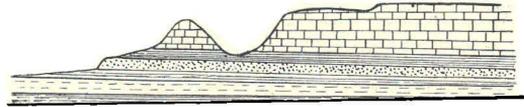


Abb. 110. Schematisches Profil eines Zeugenberges vor einer Erosionsstufe.

Berge, die, vor einer Erosionsstufe

liegend, von der Abtragung verschont gebliebene Stücke dieser letzteren sind, werden „Zeugenberge“ genannt (Abb. 110). Die erwähnten Liasberge zwischen Murr und Roth, die zu den Löwensteiner Bergen gehören, und der der Alb vorgelagerte Hohenstaufen sind Beispiele für solche Berge, deren Lostrennung der Erosion manchmal durch Verwerfungen erleichtert wird. Der Name „Zeugenberg“ wird so gedeutet, daß diese Berge die ehemalige weitere Ausdehnung der Stufe bezeugen, ist aber in



Abb. 111. Profil durch zwei Erosionskammgebirge. Bückeberge und Weserkette. 1 mittlerer, 2—5 oberer Jura, 6—8 untere Kreide. Die Schichten 2 (Kalk) und 6 (Sandstein) sind widerstandsfähiger als die anderen. Nach STILLE.

Wirklichkeit eine unrichtige Übersetzung des französischen Wortes „témoin“ (= Messpfeiler).

Denudationsstufen in schräg gestellten Schichten mit mächtigen widerstandschwachen Schichtkomplexen zwischen den harten bilden „Erosionskammgebirge“ (Abb. 111). Sind die harten Schichtkomplexe breit, so würden sich Rückengebirge ausbilden. Solche werden „Monoklinallücken“ genannt, weil in ihnen die Schichten monoklinal, d. h. nach einer Seite geneigt, liegen.

Erosionsgebirge von Plateaugebirgscharakter entstehen durch Zertalung einer Tafel oder eines Gebietes mit Flachschichtung (oder schwachem Faltenwurf), das durch eine Fastebene abgeschnitten wird. Wird ein solches Erdrindenstück durch Wasserläufe zerfurcht (wofür eine vorangegangene Hebung Vorbedingung ist), so bildet sich ein durch Täler zerschnittenes Hochland aus, dessen Reste bei fortschreitender Erosion immer schmaler werden. Dieser Vorgang hat z. B. der Saaleplatte im östlichen Thüringer Becken ihren gebirgigen Charakter verliehen, der sich dem im Talgrunde befindlichen Beschauer aufdrängt, während der auf der alten Fastebene stehende eine weite Hochfläche vor sich sieht. Hat der von der Fastebene abgeschnittene Schichtkomplex Sattelbau, so können, wenn im Kern des Sattels weiche Schichten lagern, auf die nach außen hin harte folgen, von jenem aus zwei Erosionsstufen entstehen, die jede einen bogenförmigen Verlauf nehmen und mit ihren Enden verschmelzen. Hierauf beruht z. B. die Entstehung der (die in der Mitte des Sattels eingetiefte Senke des Weald umgebenden) North Downs und South Downs, deren östliche Verschmelzung in der Schwelle des Artois erfolgt.

Wird eine Tafel durch ein dichtes Talnetz zerschnitten, so kann ein durch ein sehr unruhiges Relief ausgezeichnetes Bergland entstehen, wofür die sogenannten „Badlands“ in der zentralen Schichttafel der Ver. Staaten von Nordamerika ein vorzügliches Beispiel abgeben. Eine so fein gegliederte Oberfläche, wie ihnen eigentümlich ist, wird durch Gesteinsbeschaffenheit und Klima bedingt. Ganz anders ist die Oberflächenform in der Sandsteintafel von Guayana oder im Elbsandsteingebirge, wo aus einer Tafel grobe Bergklötze mit hohem Steilabfall (Lilienstein, Königstein usw.) herausmodelliert sind, welche letzterer durch die außerordentliche Mächtigkeit und Gleichförmigkeit des stufenbildenden Sandsteins bedingt wird.

Im nordwestlichen Arizona, in dem großen rechten Winkel, den der Coloradofluß bildet, indem er aus der OW- in die NS-Richtung umbiegt, liegen mehrere N—S streichende Rückengebirge vor dem Abfall des Coloradoplateaus, wie z. B. die Blue Ridge Mts. und andere. Sie gehören den Basin Ranges an. Es ist nicht leicht, sie einer der Kategorien von Gebirgen einzureihen, die wir unterschieden haben. Ihr Kern

besteht aus Granit. Die paläozoischen Gesteine, die denselben bedeckt haben und wahrscheinlich in einem Faltenwurf lagen, sind abgetragen. Später haben gewaltige vulkanische Ausbrüche ausgedehnte Eruptivdecken darüber ausgebreitet. Stellenweise laufen Brüche an den Längsrändern der Rücken entlang. Die Erosion hat die Eruptivdecken zerschnitten und die Senken zwischen den Rücken sind mit lockeren Ablagerungen hoch ausgefüllt.

Das Relief ist das Werk der Erosion, aber es würde auch nicht ganz unberechtigt sein, von vulkanischen Gebirgen zu

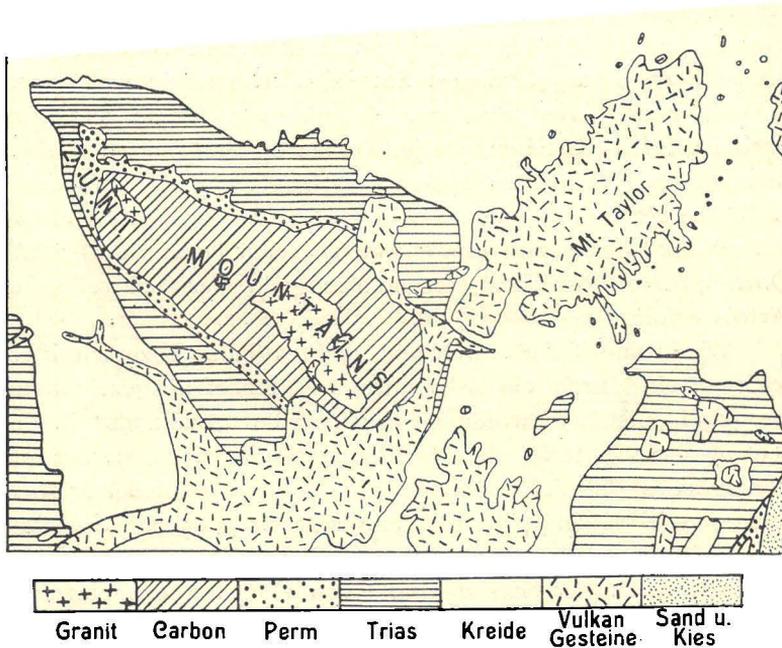


Abb. 112. Karte der Zuni Mountains und des Mount Taylor, Neu-Mexiko. Nach DARTON.

sprechen, so gut wie wir etwa den Kaiserstuhl als solches bezeichnet haben. Endlich ließe sich sogar die Einreihung in die Schollengebirge verteidigen. Diese Ketten des nordwestlichen Arizona können uns als Beweis dafür dienen, wie verwickelt die Geschichte von Gebirgen sein kann und wie große Mannigfaltigkeiten die Natur schafft.

Ein anderes Beispiel für ein kompliziert zusammengesetztes Gebirge sind die Zuni Mountains und der Mount Taylor (Abb. 112, 113) (Neu-Mexiko), deren Entstehung auf Faltung, Vulkanismus und Erosion zurückzuführen ist.

An dieser Stelle möge auch noch darauf hingewiesen werden, daß viele Gebirge oder doch Teile von solchen eine eigenartige Oberflächengestaltung durch die Tätigkeit der Gletscher erfahren haben.

IX. Die geographische Verteilung der Gebirge.

Während die allgemeine Gebirgskunde die Aufgabe hat, die Gesetze des Werdens, des Baus, der Oberflächengestaltung und des Vergehens der Gebirge darzustellen, ist es Aufgabe der speziellen Gebirgskunde, diese Verhältnisse für die einzelnen Gebirge der Erde zu erforschen und zu beschreiben. Die Zahl der Gebirge auf der Erde ist sehr groß, besonders wenn man nicht nur diejenigen, die Gebirge im geographischen, sondern auch diejenigen, die Gebirge im geologischen Sinne sind, in den Kreis der Betrachtung zieht. Man kann eine Gruppierung nach historischen Gesichtspunkten, d. h. nach dem Alter, vornehmen, oder eine solche nach der Entstehung, endlich aber auch nach der geographischen Verteilung auf der Erde. In letzterem Falle wird es die Aufgabe des Geologen sein, die Zusammenhänge, also die Zugehörigkeit der Gebirge zu Systemen, aufzuspüren, äußerlich Verbundenes, aber innerlich Getrenntes zu scheiden und womöglich die großen Pläne der Gebirgsanordnung auf der Erde zu erkennen.



Abb. 113. Profil durch die Zuni Mountains und den Mount Taylor. Nach DARRON.

Hier kann es nur unsere Aufgabe sein, einen kurzen Überblick über die geographische Verteilung der Gebirge zu geben, wobei die Betrachtung alter und junger Gebirge nicht gesondert werden soll.

Die älteste Gebirgsfaltung Eurasiens ist die archaisch (-proterozoische?) des „alten Scheitels“, der das Gebirgsland östlich des Baikalsees bis zum großen Chingan, das Hochland am Witim und am Patom, das Gebirge südlich des Baikalsees, den NW—SO gerichteten Teil des Sajanischen Gebirges (den sogenannten Ost-Sajan), den Großen (Gobi-, Ektag-) Altai und das Gebiet der Gobi südwärts bis in die Gegend von Iche-Ude umfaßt. Die Falten streichen vorherrschend in nord-nordwestlicher Richtung. Sie sind bereits in vorcambrischer Zeit abgetragen. Der heutige Gebirgscharakter eines großen Teils des alten Scheitels beruht also nicht auf dieser alten Faltung, sondern auf späteren Dislokationen, wie z. B. den nordöstlich streichenden Horst- und Grabenbildungen des Baikalsees und der Gebiete südöstlich desselben, sowie auf dem Wirken der abtragenden Kräfte, die wiederum nur in gehobenen Gebieten ausgelöst werden konnten. Der westliche Teil des alten Scheitels wird nach ausgedehnter Bedeckung durch flachgelagerte jüngere Ablagerungen als Unterlage der russischen Tafel im „podolischen Horst“ sowie nach dem Zurückbleiben der paläozoischen Schichthülle an der Denudationsstufe des Glint im „baltischen Schild“ wieder sichtbar. Auch hier herrscht noch die nordnordwestliche Streichrichtung. Eine posthume, diese alte Faltung verjüngende und erneuernde Bildung ist der jungpaläozoische Ural, auffallend durch seine gewaltige meridionale Erstreckung, eine Eigenschaft, in der sich ihm innerhalb des eurasiatischen Baus nur der Große Chingan vergleichen läßt. So wie im alten Scheitel im pomorischen Gebiet NNO-Streichen und im Granulitzug des Enarasees bogenförmiges Streichen erkennbar wird, so wendet sich der Ural vom Töll-poss ab nordnordöstlich und findet eine bogenförmige Fortsetzung im Pae-Choi und in Novaja Semlja, während der Timan sich als Kulisse von ihm abspaltet. Der heutige Ostrand des Ural ist eine Erosionsstufe (vgl. Abb. 1).

Von Westen her tritt über den baltischen Schild das kaledonische Gebirge. Sein Überschiebungsbau (vgl. Abb. 89) ist postsilurisch-prädevonisch, seine heutige Erschei-

nung (skandinavisches Hochgebirge, schottisches Hochland) rumpfgebirgisch, sein Ostrand eine zergliederte Erosionsstufe, im übrigen sind die Grenzen seiner heute noch vorhandenen Überbleibsel Verwerfungen. Der zweiseitige Bau des kaledonischen Gebirges (Richtung der Überschiebungen im nordwestlichen Schottland [Zone von Eriboll] nach NW, im skandinavischen Hochgebirge nach SO) wird entweder als seine besondere Eigentümlichkeit oder als Analogon zu der Verschiedenheit der Bewegungsrichtung in den Alpen und Dinariden aufgefaßt.

Unter den auf die vorcambrischen folgenden Faltungsepochen nimmt die des Karbons einen der hervorragenden Plätze ein. Ihre Spuren begegnen uns in allen Weltteilen. In Asien gehen die karbonischen Falten vom Russischen Altai aus, der vom alten Scheitel durch das devonisch gefaltete „Zwischenstück von Minussinsk“ (vom West-Sajan bis zum Kusnetzki Alatau) getrennt wird. Von ihm gehen Ketten aus und an ihn schließen sich nach Süden zu Ketten an, die in westnordwestlicher bis nordwestlicher Richtung vordringen, z. B. Tarbagatai, Dsungarischer Alatau, Tien-schan (Abb. 65). Die von diesen Gebirgen eingenommenen Gebiete sind seit dem Karbon nicht mehr vom Meere überflutet gewesen, und, so viel wir wissen, sind sie in ihrer heutigen Plastik nicht das Werk jener paläozoischen Gebirgsbildung, sondern späterer Dislokations-, Hebungs- und Abtragungsvorgänge, deren verwickelten Verlauf zu überschauen wir erst beginnen. Die jüngeren Dislokationen scheinen den Leitlinien der älteren zu folgen, so daß es sich um nach dem alten Plan wiedergeborene Gebirge handeln dürfte. Nach Süden reicht dieses Gebirgssystem bis zum Jarkendbogen (westlichen Kwen-lun) und dem Kettengebirge Tibets; daran schließt sich der junge Himalaya mit südwärts gerichteter Bewegung. Ganz Vorderasien wird von jungen Gebirgen erfüllt, die allerdings vielfach zerbrochen und deren Senken durch Lavadecken und tafelförmig gelagerte junge Schichtfolgen so stark ausgefüllt sind, daß der Faltenbau vielfach dem Auge entzogen ist. Das Streben nach nordwestlicher Verlängerung macht sich auch auf den Linien Altai-Donetzbecken, Hindu-kusch-Kaukasus und Tauriden-Dinariden bemerkbar. Bei all diesen Gebirgen ist die Süd- die Außenseite.

In den karbonischen Gebirgen Europas ist die Faltung im Gegensatz dazu nach Norden gerichtet. Zu ihnen gehören die korsardinische Masse (d. h. diejenigen Teile Corsikas und Sardinien, die paläozoisch gefaltet sind), die spanische Meseta, der armorikanische und der variscische Bogen. Von diesen Gebirgen sind nur Bruchstücke erhalten (Abb. 66), die, nach wechselvoller Geschichte neugeboren, meist infolge junger Hebungsvorgänge wieder Erhebungen darstellen und im allgemeinen Rumpfgebirgscharakter besitzen. Die Senkungsfelder zwischen ihren Resten werden zum Teil von leicht gefalteten und dann zerbrochenen Flachschiebungsbereichen eingenommen, zum Teil von den ebenfalls im wesentlichen gegen Norden gefalteten Alpen erfüllt, die Europa gewissermaßen zum zweiten Male und nach einem dem alten ähnlichen Grundplan aufbauen (vgl. z. B. die ähnliche Form des variscischen und des Karpathenbogens, Abb. 67). Diese jungen Kettengebirge weisen Deckenbau auf. Ein Stück der Alpen liegt in Afrika. Im übrigen fehlt diesem Kontinent, zu dem geologisch auch Palästina, Syrien, Arabien und die vorderindische Halbinsel gehören, jede junge Faltengebirgsbildung. Dagegen sind im Gebiete der nordwestlichen Sahara karbonische Faltenzüge vorhanden, und in der westlichen Sahara erscheinen als Gegenstück zum kaledonischen Gebirge die Sahariden, die allerdings etwas älter sind als dieses, aber wie die Caledoniden eine bedeutende Ausdehnung in meridionaler Richtung aufweisen. Die ältesten Gesteine zeigen auch in Afrika ganz allgemein einen gefalteten Zustand. Was sich noch an Gebirgen in diesem Erdteil findet, ist teils Bruchgebirge, wie die Ränder des zentralafrikanischen und des ostafrikanischen Grabens, teils Erosionsgebirge (Abessinien, Deutsch-Südwestafrika), teils vulkanisches Gebirge (Kamerunberg, Kilimandscharo u. a. in Ostafrika). Endlich erscheint noch im äußersten Süden ein paläozoisches Faltengebirge, Kapgebirge genannt, das aus Cedar-, Zwarte- und Pondolandgebirge besteht, die annähernd rechtwinklig zueinander verlaufen und gegen das Tafelland der Karru gefaltet sind. Ihr Vorhandensein mag darauf hindeuten, daß in diesem Teil der Erde ehemals geologisch mannigfaltig struierte Komplexe existierten, von denen das meiste jetzt vom Ozean dem Blick entzogen wird.

Die vom Altai ausgehenden bzw. sich an ihn anschließenden Gebirge sind Altaiden genannt worden. Außer den schon erwähnten, in westlicher Richtung vordringenden Zügen („westlichen Altaiden“) gehören zu ihnen auch die ostwärts gerichteten Gebirge wie Beishan, Tschol-tag, Kuruk-tag, San-sjan-tsi, dann der NW—SO streichende Nan-schan. Diese (vielleicht mit Unrecht so benannten) „östlichen Altaiden“ stauen sich zwischen der alten Masse der Landschaft Ordos einer- und dem Jarkendbogen und dem Himalaya anderseits, breiten sich dann aber unter gleichzeitiger Erniedrigung aus und senden ihre Ketten in meridionaler Richtung durch die hinterindische Halbinsel, während die Sundainseln und die Philippinen von jungen Ketten durchzogen werden.

Vom Ostrande des alten Scheitels bis an die Küste und bis nach Sachalin und weiter bis nach den Bonin-Inseln und den Marianen folgen Gebirgsbogen aufeinander, innerhalb deren wir die Grenzen zwischen den inneren älteren und den äußeren jüngeren anzugeben noch nicht in der Lage sind. Ein Teil von ihnen konvergiert gegen das Ochotskische Meer („Ochotiden“), andere bilden, untereinander in Scharung und Kettung stehend, die ostasiatischen Inselkränze, in denen der Faltenbau stark zerbrochen, vielfach versenkt und mit ausgedehnten Vulkanbauten besetzt ist.

Im größeren, mittleren und westlichen Teil des australischen Festlandes sind die ältesten Gesteine, wie überall auf der Erde, intensiv gefaltet. Die Australischen Alpen sind karbonisch gefaltet. Die Ostküste Australiens ist nicht ihr natürliches Ende, sondern ein Abbruch. Annähernd konzentrisch mit ihnen läuft ein Gebirgsbogen durch Neuguinea, Neukaledonien und Neuseeland, von dem die Südlichen Alpen der letztgenannten Inselgruppe das best erhaltene Stück darstellen. Ein Ast dieser Südlichen Alpen wird von der Ostküste der Südinsel von Neuseeland abgeschnitten; seine Verlängerung ist vielleicht in der Kordillere des Grahamlandes (Antarktika) zu suchen. Das Gebirge des Süd-Viktorialandes ist zum Teil Tafelschollen- und Erosionsgebirge, zum Teil Vulkanland. Die Inselzüge des pazifischen Ozeans werden als Überreste großer zerbrochener Gebirgsbogen aufgefaßt.

Die „Alaskiden“ stellen über die Aleuten die Verbindung des asiatischen Gebirgsbaus mit Nordamerika her. Die Rocky Mountains scharen sich mit den Alaskiden, sind also geologisch noch ein Stück Asien. Zwischen ihnen und dem Elias-Gebirge beginnt das „Zwischengebirge“, zu dem u. a. das vulkanische Cascadengebirge, die Basin Ranges und die mexikanischen Sierrren gehören, und das sich durch starke Zerbrechung und massenhafte vulkanische Ausbrüche auszeichnet. Mit der kalifornischen Coast Range beginnen die Anden, die den Westen des amerikanischen Gesamtkontinentes durchziehen. Der große östliche Teil Südamerikas ist nur in ganz alter Zeit gefaltet, so daß er geologisch dem Hauptkörper von Afrika gleicht.

Die Appalachen des östlichen Nordamerika gehören derselben Faltungsperiode wie die Altaiden an. Sie sind als transatlantische Fortsetzung des armorikanischen Bogens angesprochen worden. Wie die Reste dieses letzteren sind sie Rumpfgebirge. Sie und die Rocky Mountains umrahmen ein Gebiet archaischer und proterozoischer Gebirgsfaltung, Laurentia, das den größten Teil der amerikanischen Arktis und Grönland umfaßt und wahrscheinlich bis ins nordwestlichste Schottland reicht, wo es vom caledonischen Gebirge überschoben wird. Soweit Laurentia gebirgig ist, dürfte es sich um Formen erosiver Entstehung handeln. Hoch gegen den Pol, im Ellesmerelande, findet sich dagegen wieder ein junges Faltengebirge, die Vereint Staaten-Kette, und ähnlich liegt der Werchojanskische Bogen, der bis zum Lenadelta streicht, nördlich des alten Scheitels Eurasiens.

X. Die Ursachen der Gebirgsbildung.

Oft und vielerwärts sind mit den Dislokationen Erscheinungen des Vulkanismus verknüpft. In der Wurzelregion der Alpen, in der südamerikanischen Kordillere, im nordamerikanischen Zwischengebirge finden sich beträchtliche Stöcke von

Tiefengesteinen, die entweder den Faltenbau durchschneiden oder sich ihm eingliedern und sich auf diese Weise als etwas jünger oder als gleichaltrig mit der Faltung zu erkennen geben. Die uns sichtbaren Stücke des variscischen Gebirgsbogens sind so reich an Granitstöcken, daß mit Recht die Vermutung ausgesprochen worden ist, es möchte sich unter ganz Europa ein gewaltiger Granitkörper befinden, von dem nur die obersten Fortsetzungen an die jetzige Oberfläche treten. Auch Schollengebirgsgebiete sind reich an Äußerungen des Vulkanismus. Die Rhön, die ostafrikanischen Vulkane, die kleinen Antillen sind Beispiele dafür. Die Dislokationen sind demnach tiefgreifende Bewegungen in der Erdkruste, die mit den vulkanischen Erscheinungen, also dem Aufsteigen des Magmas, in ursächlichem Zusammenhange stehen.

Es würde den Rahmen eines Buches über Gebirgskunde weit überschreiten, wenn in demselben eine ausführliche Darstellung des Vulkanismus gegeben werden sollte, um die letzten Ursachen der Bildung vulkanischer Gebirge zu erörtern, und ebensowenig kann darin eine Betrachtung der Hypothesen Platz finden, die aufgestellt worden sind, um die Entstehung der tektonischen Gebirge zu erklären. Von den vulkanischen Erscheinungen können wir wenigstens die oberflächlichen gut beobachten, die tektonischen aber vollziehen sich so ausschließlich im Innern der Erde, daß die Wissenschaft sich auf einem überaus unsicheren Boden bewegt, wenn sie daran geht, über ihre Bedingungen Vermutungen anzustellen. In historischer Zeit hat man bisher nur die Entstehung von Verwerfungen erlebt (die mit gewaltigen Erdbeben verknüpft zu sein pflegen), nicht aber diejenige von Faltengebirgen. Wie unsicher noch die Ergebnisse der Geologie und der Geophysik sind, soweit sie sich mit den Ursachen der Gebirgsbildung beschäftigen, geht schon aus dem großen Widerstreit der über diesen Gegenstand bestehenden Meinungen hervor. Dieser beginnt bereits bei der Frage des Mechanismus der Faltung und Überschiebung. Es gibt Männer der Wissenschaft, die die Existenz der Überschiebungen leugnen, weil ihr Mechanismus noch unverstanden ist. Die menschliche Perspektive, unter der sie den Bau der Erdkruste betrachten, läßt ihnen das Ausmaß der Dislokationen so riesenhaft erscheinen, daß sie ihren Augen nicht trauen zu dürfen glauben und ver-

suchen, die Ergebnisse sorgfältigster Kartierungsarbeiten als Phantastereien zu diskreditieren.

Da in einem Buch über Gebirgskunde ein Abschnitt über die Ursachen der Gebirgsbildung wohl von manchem Leser erwartet wird, so soll wenigstens ein kurzer Überblick über die wichtigsten Hypothesen gegeben werden.

Die verbreitetste Vorstellung von der Ursache der Bildung der tektonischen Gebirge ist die, daß die Gesamtheit der Dislokationserscheinungen durch die Abkühlung und Schrumpfung der Erde bedingt ist. („Kontraktions“- oder „Schrumpfungstheorie“). Das Erdinnere zieht sich zusammen, die Erdkruste sucht nachzufolgen und runzelt sich dabei oder sie zerfällt und bricht in Schollen zur Tiefe. Gegen diese Vorstellung sind vielfache Einwände erhoben, erhebliche und unerhebliche. Die Faltungen werden durch Zusammenpressung, die Verwerfungen durch Zerrung in der Erdkruste erzeugt; beide Erscheinungen auf dieselbe Ursache zurückzuführen, erscheint den einen nicht angängig, den anderen nicht unmöglich. Dann wird darauf hingewiesen, daß die räumliche Beschränkung der Faltung in jüngeren Abschnitten der Erdgeschichte sowie der einseitige Bau großer Kettengebirge auf diese Weise unerklärt bleibt. Die Tatsache, daß diese großen Kettengebirge, und zwar sowohl die tertiären wie die karbonischen, aus Geosynklinalen emporgewachsen sind (d. h. aus Meereströgen, die vor (oder, nach der neueren Anschauung, während der langdauernden) Gebirgsbildung eine sehr große Sedimentmenge in sich aufnahmen, indem sie ihren Boden beständig senkten) wird daraus erklärt, daß in diesen tief hinab Gesteine lagerten, die leichter zusammengedrückt werden konnten als die starren Massen der angrenzenden Gebiete. Die Forderung erscheint berechtigt, daß jeder Versuch einer Erklärung der Faltengebirgsbildung die Bedeutung der Geosynklinalen sowie die Tatsache, daß die Faltung in archaischer Zeit die gesamte Erde betroffen, in jüngerer sich aber auf bestimmte Zonen unsres Planeten beschränkt und weite Gebiete verschont hat, berücksichtigt. Wie vorsichtig man dabei zu Werke gehen muß, zeigt der Widerspruch, der darin liegt, daß einerseits das Aufsteigen der Faltengebirge aus Meereströgen angenommen, andererseits das Auftreten von gewissen Erosionsquertälern in manchen Faltengebirgen durch Antecedenz erklärt wird, was Falten-

bildung auf dem Festlande voraussetzt. Die thermische oder Expansionstheorie nimmt an, daß die in den Geosynklinalen angehäuften Schichtablagerungen durch die vom Erdinneren ausgehende Wärme aufquellen und sich falten. Mit dieser Anschauung ist aber zweifellos das Wesen der Geosynklinalen noch nicht erfaßt. Denn wenn auch das Bild des alpinen Faltenbaues, namentlich das der Überfaltungsdecken der penninischen Zone, sich auf einen solchen Vorgang zurückführen ließe — obwohl aus der Form der Falten schwerwiegende Einwürfe gegen die Annahme einer Quellung abzuleiten sind, — so gibt es doch anderseits sehr mächtige Schichtreihen, wie z. B. die karbonisch-permische des Saar-Nahebeckens, die nicht von einer solchen Faltung ergriffen sind.

Andere Hypothesen erklären die Gebirgsbildungen für ein äußeres Abbild von Bewegungen und Volumschwankungen im Erdinnern und ziehen auch die Wirkungen der Isostasie heran, d. h. des Bestrebens der Erdkruste, in allen Teilen eine Gleichgewichtslage herzustellen. Dabei sollen die Grenzen von Gebieten verschiedener Rieghheit, nämlich der kontinentalen und der ozeanischen Schollen, die für die Faltung der Kettengebirge bezeichnende einseitige Richtung vorschreiben. Die Bogenform vieler Kettengebirge soll auf der entsprechenden Gestaltung der alten Küsten beruhen. Manche Forscher sehen in einer Kombination der Isostasie- und der Kontraktionslehre den besten Ausweg aus den bestehenden Schwierigkeiten.

Neben tellurischen Vorgängen sind auch kosmische zur Erklärung der Gebirgsbildung herangezogen worden. Wenn man berücksichtigt, daß die Hypothesen über die Ursachen der Gebirgsentstehung zum Teil viel älter sind als unsere genaue Kenntnis des Gebirgsbaus und daß sie teilweise von Geophysikern ohne eingehende Kenntnis der Tektonik und der Erdgeschichte, teilweise auch von Geologen, die kein eigenes Urteil in geophysikalischen Fragen besaßen, aufgestellt worden sind, so kann man sich nicht darüber wundern, daß es bisher an einer völlig befriedigenden Erklärung der Entstehung tektonischer Gebirge fehlt.

Die Entstehung der Verwerfungen ist auf Zugspannung zurückzuführen. Schollengebirgsstruktur beweist Zerrung. Schräg-einfallende Verwerfungen bedingen die Einnahme eines größeren Flächenraumes durch die Gesteine als dieselben vor Bildung

der Brüche eingenommen haben. Grabenschollen haben nachgewiesenermaßen oft eine nach unten keilförmig zugespitzte Gestalt. Mit Recht ist darauf hingewiesen worden, daß sich die Entstehung von Keilgräben am leichtesten aus dem Auftreten von aufeinanderfolgenden Verwerfungen erklären läßt, von denen die spätere die frühere durchschneidet. Die Hochscholle der ersten Dislokation erfährt bei der zweiten eine Absenkung, der neue Bruch liegt oben in der ursprünglichen Tief-

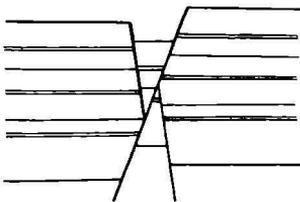
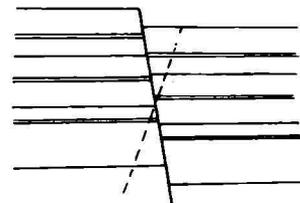
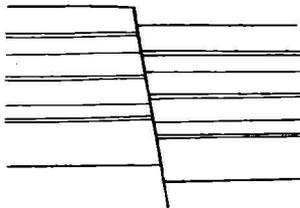


Abb. 114. Entstehung eines Keilgrabens nach der CLOOSSschen Theorie. Oberste Abbildung: die ungestörte Schichttafel, zweite Abbildung: erste Verwerfung, dritte Abbildung: desgl., mit Angabe des Verlaufs der zweiten Verwerfung (gestrichelt), unterste Abbildung: Absinken der bisherigen Hochscholle und Entstehung des Keilgrabens u. einer Sprungkreuzung.

treten von aufeinanderfolgenden Verwerfungen erklären läßt, von denen die spätere die frühere durchschneidet. Die Hochscholle der ersten Dislokation erfährt bei der zweiten eine Absenkung, der neue Bruch liegt oben in der ursprünglichen Tief-

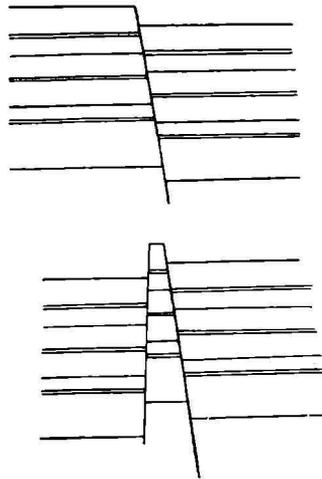


Abb. 115. Entstehung eines schmalen Horstes nach der CLOOSSschen Theorie durch alternierende Bewegung zweier aneinander grenzender Schollen.

schmale Horste dadurch entstehen, daß eine Hochscholle durch eine in ihr aufreißende, dem Grenzbruch parallele Verwerfung abgesenkt wird (Abb. 115). Wollte man annehmen, daß keilförmige Grabenschollen an gleichzeitig aufgerissenen Brüchen in die Tiefe gesunken wären, die sich in der Tiefe nicht

schneiden, so müßte man ein Klaffen der Erdkruste unter der Keilspitze oder eine bruchlose Dehnung der tieferen Erdrindenteile annehmen. Verwerfungen können in der Tiefe ausklingen, indem sie „durch plastischere Reaktion der belasteteren Unterschicht allmählich in Verbiegungen übergeführt und dann verheilt werden“. Betrachtet man die Randbrüche eines schmalen Horstes nicht als gleichaltrig, sondern als nacheinander entstanden (Abb. 115), so verliert das Auftreten derartiger schmaler Hochschollen zwischen breiten Tiefschollen das mechanisch Unverständliche, das ihm sonst anhaftete.

Als eine Ursache der Zerrung ist epirogenetische Hebung und Bildung weitspannender Aufwölbungen anzunehmen. Querverwerfungen in Faltengebirgen mögen den Flächen von transversalen Querverschiebungen folgen oder dadurch bedingt sein, daß ein latent restierender Druck das Aufreißen von Längsbrüchen verhinderte und so eine ungerichtete Zerrung in eine gerichtete verwandelte. Nach anderer Anschauung entstehen die Verwerfungen durch seitlichen Druck, der eine Zertrümmerung und Bewegung der entstandenen Schollen aneinander bewirkt.

XI. Auswahl aus der Literatur über Gebirgskunde.

- ANDRÉE, K., Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. 1914. (Hierin Literatur über die Ursachen der Gebirgsbildung.)
- ARGAND, E., Sur l'arc des Alpes occidentales. (Eclog. geol. Helv. XIV, S. 145 ff.)
- CLOOS, H., Zur Entstehung schmaler Störungszonen. (Geol. Rundschau VII, S. 41—52, 1916.)
- COTTA, B. v., Der innere Bau der Gebirge. Freiburg 1851.
- DAVIS, W. M., und BRAUN, G., Grundzüge der Physiogeographie, S. 132—167, 1911.
- DAVIS, W. M., und RÜHL, A., Die erklärende Beschreibung der Landformen. 1912.
- GEIKIE, J., Mountains, their origin, growth and decay. 1911.
- HEIM, A., Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878.
- LENDEFELD, R. v., Die Hochgebirge der Erde, 1899.
- NAUMANN, C. F., Lehrbuch der Geognosie, 2. Aufl.
- NEUMAYR, M., Ketten- und Massengebirge. (Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereins 1888, S. 1—24.)
- OBST, E., Terminologie und Klassifikation der Berge. (Petermanns Mitteilungen 1914, I, S. 177—183, 241—250, 301—310.)
- PENCK, A., Morphologie der Erdoberfläche, Bd. II, S. 147—203, 327—447. 1894.
- PENCK, A., Geomorphologische Probleme aus Nordwest-Schottland. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 32, S. 146 ff. 1897.)
- PENCK, A., Der Formenschatz der Erdoberfläche und seine Entstehung. In: A. SCOBELS Geograph. Handb., Bd. I, 5. Aufl. (1909), S. 127—162.
- PENCK, A., Die Gipfelflur der Alpen. (Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Berlin 1919, S. 256—268.)
- PHILIPPI, E., Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 62, S. 305—404.) 1911.
- POWELL, J. W., Types of orographic structure. (Am. Journ. of Science (3), XII, S. 16.) 1876.
- QUIRING, H., Die Entstehung der Schollengebirge. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1913, S. 418—452, Taf. XI.)
- RICHTHOFEN, F. v., Führer für Forschungsreisende, S. 593—708. 1886.
- ROGERS, H. D., On the laws of structure of the more disturbed zones of the earth's crust. (Trans. R. Soc. Edinburgh, XXI.) 1855.
- ROGERS, H. D., The Geology of Pennsylvania. 1858.
- SCHNEIDER, K., Zur Frage über die Ursachen geotektonischer Bewegungen. (Geol. Rundschau VIII, S. 1—35.)

- SCHEU, E., Zur Morphologie der Schwäbisch-Fränkischen Stufenlandschaft. (Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. XVIII, Nr. 4.) 1909.
- SONKLAR V. INSTÄDTEN, C., Allgemeine Orographie. 1873.
- STAFF, H. v., Über Kulissenfalten. (N. Jahrb. f. Min., Geol., Pal., B. B. 30, S. 233—253.) 1910.
- STAUB, R., Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. 46, I.) 1916.
- STEINMANN, G., und WILCKENS, O., Handbuch d. regionalen Geologie. Seit 1910.
- Suess, E., Die Entstehung der Alpen. 1875.
- Suess, E., Das Antlitz der Erde. 1885—1909.
- Suess, E., Über unterbrochene Gebirgsfaltung. (Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Wien. Math.-nat. Kl. XCIV, 1. Abt., S. 111—117.) 1886.
- SUPAN, A., Grundzüge der physischen Erdkunde, 6. Aufl., S. 629—742.
- TORNQUIST, A., Geologie I, S. 514—530.
- TORNQUIST, A., Grundzüge der geologischen Formations- und Gebirgskunde. 1913.
- WAGNER, H., Lehrbuch der Geographie I, 8. Aufl., S. 359ff.
- WÄHNER, F., Einiges über Gebirgsbau und Gebirgsbewegungen. (Vorträge d. Vereins z. Verbr. nat. Kenntn. in Wien 56, Heft 9.) 1916.
- WALTHER, J., Über tektonische Druckspalten und Zugspalten. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 66, Monatsber. 284—311.) 1914.
- WILCKENS, O., Grundzüge der tektonischen Geologie. 1912.
- WILCKENS, O., Artikel „Gebirge der Erde“ im „Handwörterbuch der Naturwissenschaften“, IV, S. 624—650. 1913.
- WILCKENS, O., Der Deckenbau der Alpen. (Fortschritte der naturwissenschaftlichen Forschung, herausgeg. v. E. Abderhalden, Bd. X, Heft I.) 1914.
- WILCKENS, O., Was ist unter „Scharung“ zu verstehen? (Zeitschr. d. deutschen geol. Ges., Mon.-Ber. 1919.)
- The Geological Structure of the North-West Highlands of Scotland. Edited by A. Geikie. (Mem. Geol. Surv. of Great Britain.) 1907.

XII. Erklärung geologischer Fachausdrücke, die im Text nicht erläutert sind.

Im Text und in der Erklärung der Abbildungen kommen einige geologische Fachausdrücke vor, ohne daß ihre Bedeutung an der betreffenden Stelle erläutert werden konnte. Dieselben finden hier ihre Erklärung.

Andesit. Ein Ergußgestein, benannt nach den Anden.

Armorikanisch. Nach dem lateinischen Namen für die Bretagne, Armorica.

Basalt. Ein Ergußgestein von schwärzlicher Farbe.

Brekzie. Ein Schichtgestein, bestehend aus verkitteten eckigen Bruchstücken.

Brekziös, aus eckigen Bruchstücken aufgebaut.

Buntsandstein. Die deutsche Untertrias.

Diabas. Ein dem Basalt verwandtes Ergußgestein.

Diabastuff. Ergußgesteine, die aus lockerem vulkanischen Auswurfmaterial bestehen oder durch Verfestigung von solchem entstanden sind, nennt man Tuffe.

Von allen Ergußgesteinen gibt es Tuffe, also z. B. Andesittuff, Basalttuff, Diabastuff.

Dolomit. Ein Schichtgestein, dem Kalkstein verwandt, aber nicht nur aus kohlen-saurem Kalk, sondern auch aus kohlen-saurer Magnesia bestehend. Benennung nach dem Naturforscher Dolomieu.

Dynamische Geologie. Derjenige Zweig der Geologie, der sich mit den auf und in der Erde wirkenden Kräften beschäftigt.

Erdkruste. Die äußere Gesteinshülle des Erdballs, im Gegensatz zu dem wenigstens teilweise glutflüssigen Erdinneren.

Erosionsbasis. Dasjenige Niveau, unter das hinunter ein Wasserlauf sein Bett nicht einschneiden kann. Allgemeine Erosionsbasis ist der Meeresspiegel, Erosionsbasis für einen Nebenfluß ist das Niveau des Hauptflusses usw.

Erosionszyklus. Der Vorgang der Abtragung, den eine gehobene Scholle erfährt, bis zur Ausbildung einer Fastebene. Wird eine Fastebene gehoben, zerschnitten und wieder bis zu einer Fastebene abgetragen, so ist das ein zweiter Erosionszyklus. Ein Erosionszyklus kann durch neues Emporsteigen der Scholle unterbrochen werden.

Eruptivstock. Eine Tiefengesteinsmasse von rundlichem Querschnitt und größerer Ausdehnung. Auch kurz „**Stock**“ genannt.

Formation. Eine Folge von Schichtgesteinen, die sich in einem Abschnitt der Erdgeschichte gebildet haben, der durch eine bestimmte Tier- und Pflanzenwelt gekennzeichnet wird.

Gekriech. Die Abwärtsbewegung des Gehängeschuttes an geneigten Bergwänden.

Glazialbildung. Ablagerung, die durch fließendes Eis (Gletscher) erzeugt ist.

- Gletscher.** Eismassen, die in langsamem Strom fließen. Durch den mitgeführten Gesteinsschutt wirken sie erodierend, abschleifend und erzeugen charakteristische gerundete Bergformen.
- Glimmerschiefer.** Ein kristalliner Schiefer, der aus Quarz und Glimmer besteht.
- Gneis.** Ein kristalliner Schiefer, bestehend aus Quarz, Feldspat und Glimmer.
- Granit.** Ein Tiefengestein, bestehend aus Quarz, Feldspat und Glimmer oder Hornblende.
- Granodiorit.** Ein dem Granit verwandtes, aber quarzärmeres Tiefengestein.
- Historische Geologie.** Derjenige Zweig der Geologie, der die Erdgeschichte darstellt.
- Kalk.** Abkürzung für Kalkstein (kohlenaurer Kalk).
- Kalkglimmerschiefer.** Kristalliner Schiefer, zusammengesetzt aus kohlensaurem Kalk, Quarz und Glimmer.
- Keuper.** Die deutsche Obertrias.
- Lager** (von Eruptivgesteinen). Plattenförmige, schichtartige Eruptivgesteinskörper.
- Muschelkalk.** Die deutsche Mitteltrias.
- Ophiolith.** Tiefengesteine aus der Familie der Serpentine u. verwandte Gesteine.
- Porphy.** Ein Ergußgestein.
- Präoligocän, d. h. voroligocän.** Oligocän ist ein Abschnitt der älteren Tertiärzeit. Bezeichnungen mit prä- (vor-) und post- (nach-) sind in der Geologie da in Gebrauch, wo die Zeitbestimmung für ein geologisches Ereignis nur nach einer Richtung hin gemacht werden kann.
- Quarzit.** Ein Sandstein mit einem kieseligen Bindemittel zwischen den Sandkörnern.
- Regionale Geologie.** Derjenige Zweig der Geologie, der sich die geologische Schilderung der einzelnen Länder und Erdteile zur Aufgabe macht.
- Säkulare Hebung.** Langsame, erst in Jahrhunderten in die Erscheinung tretende Hebung.
- Schuppung** nennt man eine Dislokation, die in einer mehrfachen Faltenüberschiebung in solchen Falten besteht, deren Schenkel nach derselben Richtung unter gleichem Winkel einfallen. Die verkehrten Schenkel sind verloren gegangen. In einem geschuppten Schichtkomplex wiederholen sich also dieselben Schichten mehrfach in der gleichen Folge.
- Serpentin,** ein dunkelgrünes bis schwarzes Gestein, das durch Umwandlung aus gewissen quarzfreien Tiefengesteinen hervorgeht.
- Stock.** s. Eruptivstock.
- Tonalit.** Ein Tiefengestein.
- Ungleichförmige Lagerung.** Die Auflagerung von Schichten auf ältere, die bereits disloziert und abgetragen sind, so daß die Schichtflächen der jüngeren und der älteren Schichten unter einen Winkel gegeneinander abstoßen.
- Variscisch.** Nach der lateinischen Bezeichnung für die Stadt Hof im Fichtelgebirge: Curia Variscorum.
- Weißer Jura.** Die obere Abteilung der Juraformation, auch Malm genannt.
- Abb. 59.** Erklärung der Buchstaben. *Arch* Archäikum, *Sy* Syenit, *d* Devon, *cu* Unter-, *ca* Oberkarbon, *p* Rotliegendes (Unterperm), *tr* Trias, *j* Jura, *cr* mittlere und obere Kreide.

XIII. Register.

A

Abfall 8.
Abgeschürfte Scholle 37.
Abgetragene Falte 41.
Abrißbrand 96.
Abrißverwerfung 65.
Abscherungsdecke 51.
Abtragung 40.
Abtragung der Falten 40 ff.
Abtragung der tektonischen Gebirge 46.
Abtragung der Überschiebungen 43 ff.
Abtragung der Verwerfungen 45 ff.
Achse einer Falte 29, 30.
Achse eines Faltenzuges 36.
Achse eines Faltenbündels 36.
Achse von Mehrschollengebirgen 121.
Achse der Überschiebungsdecken 57.
Achsenebene 30.
Afrikanische Altiden 72.
Alaskiden 138.
Allegheny Mountains 111.
Alpen 11, 52, 55, 56, 65, 66, 74 ff., 99 ff.
Alpenrückland 49.
Alpenvorland 49, 52.
Alpiner Faltengebirgstypus 54.
Alpines Gebirgssystem 61, 72.
Alpiden 136.
Alpinodinarische Grenze 97.
Altai 61.
Altiden 61, 135, 137.
Alte Faltengebirge 70, 101.
Alte Rumpfgebirge 108.
Alte Schollengebirge 125.
Alter Scheitel Eurasiens 134.
Altes Faltenland 48.
Anden 138.
Andesit 146.
Andiner Faltengebirgstypus 54.

Antezedente Flüsse 46.
Antillen 66, 139.
Aphane Gebirge 4. .
Aphanes Faltengebirge 48.
Apennin 65, 99.
Appalachen 72, 73, 111, 138.
Archäikum 72.
Archäische Faltung 71, 73.
Armorikanisch 146.
Armorikanischer Bogen 62, 63.
Armorikanisches Gebirge 15, 62, 72, 136.
Ast 15.
Asymmetrische Faltengebirge 51.
Ätna 21.
Aufgerichtete Schichten 28.
Aufrechte Falte 30.
Ausflachung 31.
Ausklingen einer Verwerfung 35.
Außenrand 49.
Außenseite eines Gebirges 49, 116.
Australische Alpen 137.
Autochthon 89.

B

Badlands 131.
Basalt 146.
Basin Ranges 66, 100, 131.
Basis 7.
Bau 4.
Bau der Faltengebirge 48, 53.
Baumaterial der Gebirge 5.
Belchen 11.
Berg 10.
Berggruppe 3.
Black Hills 17, 59, 60.
Blatt 33.
Blattbündel 33.
Blattsystem 33.
Bogenförmige Kettengebirge 14.

Bogenscharung 16.
 Brekzie 146.
 Brekziös 146.
 Bruch 26.
 Bruchbüschel 35.
 Bruchfläche 27.
 Bruchgebirge 37.
 Bruchstufe 113.
 Buntsandstein 146.

C

Cambrium 72.
 Coast Range 138.

D

Decke 32.
 Deckenbildung 53.
 Deckengebirge 61.
 Deckenhäufung 31, 32, 37.
 Deckenland 54.
 Deckenpaket 37.
 Deckenquermulde 32, 37.
 Deckenquersattel 37.
 Deckensynklinale 32.
 Deckenverzweigung 32.
 Deckfalte 32.
 Deckmassiv 58.
 Deckscholle 43, 56.
 Deckschollen der Nordschweiz 57, 88.
 Dehnung des Mittelschenkels 32.
 Denudation 40.
 Denudationsreihe 24.
 Denudationsstufe 126.
 Deutsch-ostafrikanisches Hochplateau 15.
 Devon 72.
 Diabas 146.
 Diabastuff 146.
 Diagonale Verwerfung 66.
 Diluvium 72.
 Dinariden 97 ff.
 Dinarisches Gebirge 49.
 Dislokation 26.
 Dogger 72.
 Dolomit 146.
 Doppelfalte 31.
 Doppelvulkan 21.
 Dynamische Geologie 146.

E

Eifel 23.
 Einfache Gebirge 27.
 Einfache Kettengebirge 50.
 Einfallen 29.
 Einfallswinkel 29.
 Einschollengebirge 117.
 Einseitiger Bau 52.
 Einteilung der Gebirge 13.
 Eisgebirge 19.
 Elbsandsteingebirge 131.
 Eliasgebirge 138.
 Ende einer Verwerfung 35.
 Endogene Kräfte 19.
 Endverwachsung 16.
 Eogen 72.
 Epirogenetisch 27.
 Erdkruste 146.
 Erosion 40.
 Erosionskammgebirge 130.
 Ergußgesteine 6.
 Erosionsbasis 146.
 Erosionszyklus 146.
 Erosionsgebirge 125 ff.
 Erosionsstufe 126.
 Eruptivgesteine 5.
 Eruptivstock 146.
 Exogene Kräfte 19.
 Expansionstheorie 141.

F

Fächer der Westalpen 76.
 Fallen 29.
 Fallwinkel 29.
 Falte 28.
 Faltenachse 30.
 Faltenbündel 31.
 Faltengebirge 36, 48 ff., 60.
 Faltengebirge mit innerem Abbruch 65.
 Faltengebirgssystem 61.
 Faltengebirgstypen 58.
 Faltenkern 29.
 Faltenschenkel 28.
 Faltenschollengebirge 116.
 Faltensystem 31.
 Faltenüberschiebung 32.
 Faltenwurf 41.
 Faltenzug 31.

Faltung 27.
 Faltungsgebiet 48.
 Faltungszone 48.
 Fastebene 46.
 Felsgebirge 19.
 Fenster 44, 57.
 Festlandsbildende Bewegungen 27.
 Flexur 35.
 Flexurstufe 113.
 Flügel einer Verwerfung 33.
 Flysch 99.
 Folgeflüsse 127.
 Form der Faltengebirge 48.
 Formation 146.
 Frankenwald 107.

G

Gabelscharung 16.
 Gabelung der Sättel 50.
 Gabelung eines Faltenzuges 36.
 Gebirge 2.
 Gebirgsbau 4, 38.
 Gebirgsbildende Wirkung der Dislokationen 35.
 Gebirgsbogen 14, 49.
 Gebirgsform 4.
 Gebirgsfuß 7.
 Gebirgsgruppe 11.
 Gebirgsknoten 13.
 Gebirgskunde 1.
 Gebirgsland 4.
 Gebirgsrost 14.
 Gebirgsrumpf 47.
 Gebirgssaum 7.
 Gebirgssockel 8.
 Gebirgsstock 17.
 Gebirgssystem 12.
 Gehobene Fastebene 46.
 Gekriech 146.
 Genetische Einteilung der Gebirge 19, 20.
 Geographische Einteilung der Gebirge 13.
 Geographische Verteilung der Gebirge 133.
 Gerahmtes Feld 62.
 Gesteinslehre 6.
 Gewölbe 29.
 Gewölbefalte 26.

Gewölbeschenkel 31.
 Gipfel 10.
 Gipfelalur 68.
 Gipfelkonstanz 70, 108.
 Glazialbildung 146.
 Glanzschieferzone der Alpen 56, 77 ff.
 Glarner Decke 89.
 Glazialrelief 68.
 Gleichförmige Kettengebirge 50.
 Gletscher 147.
 Gliederung der Faltengebirge 55.
 Gliederung des Gebirges 7.
 Glimmerschiefer 147.
 Glinz 127.
 Gneis 147.
 Graben 35, 116, 142.
 Grabenkamm 124.
 Gradlinige Kettengebirge 14.
 Granit 147.
 Grandiorit 147.
 Grat 10.
 Größe der Gebirge 3.
 Großer Altai 134.
 Großer Chingal 134.

H

Halbhorst 116.
 Halbinselhorst 119.
 Hangender Schenkel 30.
 Härtling 48.
 Harz 17, 110, 119, 123, 124.
 Hauptverwerfung 37.
 Helvetische Fazieszone der Alpen 91.
 Henry Mountains 26.
 Heraushebung einer Mulde 31.
 Heteromorphe Faltengebirge 65.
 Himalaya 14, 48, 49, 55, 72, 135.
 Historische Geologie 147.
 Hochgebirge 18.
 Hochplateaus 3.
 Hochscholle 34.
 Höhe der Gebirge 18.
 Homöomorphe Faltengebirge 65.
 Horn 11.
 Horsebacks 40.
 Horst 35, 116, 142.
 Horstkamm 120.
 Hügelland 3, 19.

I J

Jarkendbogen 16, 19, 135.
 Iberische Meseta 109, 136.
 Innenrand 49.
 Innenseite eines Gebirges 49, 116.
 Innere Abrißverwerfung 65.
 Joch 11.
 Joch (tektonisch) 44.
 Isostasie 141.
 Junge Faltengebirge 70.
 Junge Rumpfgebirge 108.
 Jura 72.

K

Kaiserstuhl 24, 25.
 Kalbinskgebirge 120, 121, 122.
 Kaledonisches Gebirge 72, 73, 104 ff.,
 134.
 Kalk 147.
 Kalkglimmerschiefer 147.
 Kalkhochalpen 84.
 Kamm 10.
 Kammgebirge 13.
 Kammhöhe 12.
 Kammrücken 10.
 Kamtschatka 23.
 Känozoikum 72.
 Kapgebirge 62, 136.
 Karbon 72.
 Karbonische Faltung 135.
 — Gebirge Europas 136.
 Karpathen 49, 52, 55, 64, 65, 99.
 Kaukasus 14, 48, 52.
 Keilförmige Grabenscholle 142.
 Kerne der Hohen Tauern 95.
 Kette 10, 36.
 Kettengebirge 14.
 Kettenjura 9, 15, 16, 50, 51, 55, 83.
 Kettenscholle 111.
 Kettung 15, 17.
 Keuper 147.
 Klippe 43.
 Kontraktionstheorie 140.
 Kopf 11.
 Kopfberg 47.
 Kordillere (Südamerika) 23.
 Kreide 72.
 Kristalline Schiefer 6.

Kulisse 15.
 Kulissenfalte 60, 102.
 Kulissenverwerfung 66, 67.
 Kuppe 11.
 Kuppelfalte 28.
 Kuppelgebirge 17, 60.
 Kuppengebirge 17.

L

Lager 147.
 Lakkolithberg 26.
 Landstufe 18.
 Längsbruch 66.
 Längsscholle 66.
 Längstäler 40.
 Lava 20.
 Leitlinie 61.
 Lias 72.
 Liegende Falte 30.
 Liegender Schenkel 31.
 Literatur 143 ff.
 Luftsattel 41.

M

Malm 72.
 Masse der Gebirge 12.
 Massengebirge 17, 19, 109.
 Massiv 17, 58.
 — von Savona 82.
 Mauerkamm 11.
 Mechanismus der Deckenbildung 37.
 Meereströge 53.
 Mehrschollengebirge 117.
 Mesozoikum 72.
 Midland Valley (Schottland) 34, 104.
 Mittelgebirge 18.
 Mittelschenkel 31.
 Mittlere Gipfelhöhe 12.
 Monadnock 47.
 Monoantiklinale 60.
 Monogenetische Faltungszonen 54.
 Monoklinal 130.
 Monoklinalrücken 130.
 Mont Blanc-Zone 82.
 Morphologische Einteilung der Gebirge
 13.
 Mount Taylor 133.
 Mulde 29.

Muldenachse 30.
 Muldenkern 30.
 Muldenscharnier 30.
 Muldenschenkel 31.
 Muschelkalk 147.

N

Nadel 11.
 Nan-schan 15, 16.
 Narbe 24.
 Neogen 72.
 Niederdeutsches Faltensystem 64.
 Niedergebirge 18.

O

Oberes Dénudationsniveau 68.
 Ochotiden 137.
 Odenwald 74.
 Ophiolith 147.
 Ordovicium 72.
 Orogenetisch 27.
 Ostalpen 11, 52, 58, 66, 91, 96.
 Ostalpine Decken 92.
 Ostalpine Facieszone der Alpen 91.

P

Pae-Choi 134.
 Paläozoikum 72.
 Parma 52.
 Paß 11.
 Penninische Zone der Alpen 56, 77.
 Periklinale Gebirge 60.
 Perioden der Gebirgsbildung 72.
 Perm 72.
 Petrographie 6.
 Pik 11.
 Plateaugebirge 17.
 Polygenesis von Gebirgen 55.
 Polygenetische Faltungszonen 54.
 Porphy 147.
 Posthume Gebirgsbildung 73.
 Präoligocän 147.
 Präoligocäne Landoberfläche Mittel-
 deutschlands 48.
 Proterozoikum 72.
 Puy der Auvergne 22.

Q

Quartär 72.
 Quarzit 147.

Querbruch 66.
 Querscholle 66.
 Quertal 40.
 Querverschiebung 33, 50.

R

Radiale Dislokationen 27.
 Rahmenfaltung 62.
 Randgebirge 19.
 Randspalte 36.
 Regionale Geologie 147.
 Rekonstruktion des Faltenwurfs 41.
 Relief 7.
 Rheinisches Schiefergebirge 111.
 Rhön 25, 139.
 Riedel 108.
 Rocky Mountains 40, 58, 72, 100 ff.
 Rostgebirge 14, 50.
 Rückengebirge 13.
 Rückland 49.
 Rückstülpung 78.
 Rumpfberg 47.
 Rumpfebene 47.
 Rumpfgebirge 47, 103, 107 ff.
 Rumpfstreberg 47.
 Rumpfschollengebirge 116.
 Russischer Altai 135.
 Rutschfläche 33.

S

Saaleplatte 107.
 Sahariden 72, 73, 136.
 Saiger 29.
 Säkulare Hebung 27, 147.
 Säntisgebirge 53, 65, 66, 90.
 Sajanisches Gebirge 134.
 Sattel 11, 29.
 Sattelachse 30.
 Sattelgebirge 60.
 Sattelnern 30.
 Sattelscharnier 30.
 Scharnier 30.
 Scharte 11.
 Schartenkamm 11.
 Scharung 15, 16.
 Scheidegebirge 19.
 Scheitel 10.
 Scheitel einer Falte 30.

Schenkel 28.
 Schichten 6.
 Schichtgesteine 6.
 Schichtstufengebirge 126.
 Schichttafel 116.
 Schiefe Falte 30.
 Schleppung 35.
 Schneegebirge 19.
 Scholle 33.
 Schollengebirge 37, 113.
 Schollengebirgssystem 121.
 Schollengebirgstypen 121.
 Schollenrumpfbirge 48, 109.
 Schräggestellte Scholle 115.
 Schrumpfungstheorie 140.
 Schubfetzen 37.
 Schuppenpaket 37.
 Schuppung 147.
 Schuttgebirge 19.
 Schwäbische Stufenlandschaft 127 ff.
 Schwarzwald 8, 74, 115, 116, 117.
 Schwebende Lagerung 29.
 Schwimmen einer Decke 32.
 Serpentin 147.
 Siebengebirge 17, 24, 25.
 Silur 72.
 Skandinavisches Gebirge 104, 126, 135.
 Sockel 8.
 Spezialfalten 31.
 Spießkegige Verwerfung 66.
 Spitze 11.
 Staffel 116.
 Staffelbruch 37.
 Staffelscholle 119.
 Stehende Falte 30.
 Stock 147.
 Stirn einer Decke 44.
 Streichen 29.
 Stufenlandschaft 127.
 Subalpine Ketten 83.
 Südliche Alpen 137.
 Symmetrische Falte 29.
 Symmetrische Faltengebirge 51.
 Systematik der Faltengebirge 74.

T

Tafeljura 119, 122, 124.
 Tafelschollengebirge 116.

Tal 9.
 Tangentiale Dislokationen 27.
 Teile des Gebirges 7.
 Teilfalten 31.
 Tektonische Gebirge 26 ff.
 Tektonische Umformung der Falten-
 gebirge 65.
 Tektonische Stufe 113.
 Tertiär 72.
 Thermische Theorie der Gebirgsbildung
 141.
 Thrakische Masse 64.
 Thüringer Wald 110, 119.
 Tiefengesteine 5.
 Tiefenlinie 11.
 Tien-schan 61, 111.
 Timan 15, 134.
 Tonalit 147.
 Transsylvanische Alpen 49.
 Transversalverschiebung 33.
 Trias 72.
 Turm 11.

U

Überfaltungsdecke 32.
 Überkippte Falte 30.
 Überkippte Schichten 30.
 Überschiebung 32.
 Überschiebungsmasse 43, 56.
 Umformung der Faltengebirge 65.
 Umformung der Fastengebirge durch Ab-
 tragung 66.
 Umformung der Schollengebirge 121.
 Umformung einer Fastebene 70.
 Umkehrung des Reliefs 41, 45.
 Umlaufendes Streichen 31.
 Ungleichförmige Auflagerung 73, 147.
 Ungleichförmiges Kettengebirge 50.
 Unsymmetrische Falte 29.
 Ural 5, 52, 72, 73, 134.

V

Variscisch 147.
 Variscisches Gebirge 15, 55, 62, 63, 64,
 72, 107, 136.
 Vereint Staatenkette 138.
 Verkehrte Schichtfolge 31.
 Verkehrter Mittelschenkel 31.

Vesuv 22.
 Verwerfung 27, 33 ff.
 Verwerfungslinie 46.
 Verwerfungssystem 35.
 Verwitterung 39.
 Verwitterungstypen 67.
 Virgation 15.
 Vogesen 116, 117.
 Vogelsberg 24, 25.
 Vollhorst 117.
 Voralpen 85.
 Vorland 7, 49, 52, 116.
 Vulkanberg 20.
 Vulkanische Gebirge 20 ff.
 Vulkanische Umformung der Schollen-
 gebirge 122.
 Vulkanisches Kuppengebirge 22.
 Vulkankegel 20.

W

Waldgebirge 19.
 Walmmulde 32.
 Wandern der Gebirgsbildung 55.
 Wanne 9.
 Weißer Jura 147.
 Werchojanskischer Bogen 138.
 Westalpen 11, 78, 81.
 Westliche Altiden 61.

Wirbelförmige Anordnung der Leitlinien
 61.
 Wurzel 32.
 Wurzelland 54.
 Wurzelnd 58.

Z

Zentralmassive 58.
 Zerbrochene Faltengebirge 66.
 Zerbrochene Rumpfgebirge 48, 109.
 Zerreißung des Mittelschenkels 32.
 Zerstörung der tektonischen Gebirge
 38 ff.
 Zeugenberg 130.
 Zonare Anordnung der Formationen in
 den Kettengebirgen 53.
 Zone 56.
 Zone der Aiguilles d'Arve 81.
 Zone des Briançonnais 81.
 Zone von Eriboll 105, 135.
 Zugspannung 142.
 Zuni Mountains 132, 133.
 Zusammengesetzte Falte 31.
 Zusammengesetztes Gebirge 7.
 Zusammengesetztes Kettengebirge 50.
 Zusammenschub 35.
 Zusammenstauchung 30.
 Zwischengebirge 138.