

# Separatabdruck

aus der

**Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins.**

---

Jahrgang 1901 — Band XXXII.

---

# Der Gebirgsbau der Ostalpen.

Von

*Dr. C. Diener.*

---

Unter den vielen Tausenden, die alljährlich unsere herrlichen Alpen durchwandern, hat wohl schon Mancher sich die Frage nach der Entstehung dieses prächtigen Hochgebirges vorgelegt und vielleicht auch in dem reichen, in den Bänden unserer Vereinszeitschrift gesammelten Schätze der alpinen Literatur Belehrung darüber gesucht. Er würde dann erfahren haben, dass es in dieser Literatur in der That nicht an Publikationen fehlt, die ihm bei einer Einführung in die Geologie der Alpen Dienste zu leisten vermögen. Ein Aufsatz von Platz im sechsten und ein solcher von Haushofer im siebzehnten Bande unserer Alpenvereinszeitschrift würden ihm einige Grundzüge des alpinen Gebirgsbaues klar machen; verschiedene Abhandlungen von Löwl, Penck, Rothpletz, Geyer, Wähner, Hörnes, Frech und anderen würden ihn lehren, den Sinn der Gebirgslandschaften innerhalb bestimmter Gruppen der Ostalpen zu deuten; eine Schrift aus der Feder unseres so früh dahingeshiedenen Kollegen Neumayr (1884) würde ihm einen Einblick in die tiefgreifenden Gegensätze zwischen dem jungen Faltengebirge der Alpen und den alten Massengebirgen ihres nördlichen Vorlandes, eine zweite Schrift von E. von Mojsisovics einen solchen in die Unterschiede der geologischen Entwicklungsgeschichte und Struktur zwischen West- und Ostalpen eröffnen.

Wollte jedoch derselbe Leser, angeregt durch derartige Studien, eine zusammenfassende Darstellung des Gebirgsbaues unserer Ostalpen suchen, die ihn über den gegenwärtigen Stand der Forschung auf diesem Gebiete zu orientieren vermöchte, so würde er eine solche nicht finden. Sie ihm zu bieten, ist die Aufgabe der nachfolgenden Abhandlung.

Selbstverständlich kann eine eingehende Darstellung eines so schwierigen und umfassenden Gegenstandes, wie es die Struktur der Ostalpen ist, in einem schon durch den verfügbaren Raum in dieser Zeitschrift beschränkten Aufsätze nicht erwartet werden. Auch bleibt bei allem Bestreben nach einer Darstellungsweise, durch die eine Voraussetzung von Fachkenntnissen möglichst vermieden und auch weiteren Kreisen ein Anteil an dieser Seite der Naturbetrachtung ermöglicht würde, doch ein gewisses Mass geologischer Kenntnisse die unerlässliche Vorbedingung für das Verständnis einer Schrift, die einige der schwierigsten Probleme der tektonischen Geologie zu streifen gezwungen ist. Die Feldgeologie ist nun einmal, wie ein auch als Bergsteiger in unseren Kreisen bekannter Geograph mit Recht gesagt hat,<sup>1)</sup> durchaus kein Gebiet für Laien, und wer die vorliegende, kleine Abhandlung mit Nutzen lesen will, sollte mindestens durch die Lektüre von Gümbel's »Anleitung zu geologischen Beobachtungen in den Alpen« (herausgegeben vom D. u.

---

<sup>1)</sup> Petermann's Geogr. Mittheilungen, Lit. Ber. 1896, Nr. 74.

Ö. A.-V., München 1878) mit dem Gegenstande vertraut und über die Bedeutung der wichtigsten tektonischen und stratigraphischen Bezeichnungen (z. B. über die Reihenfolge der Formationen, die Ausdrücke: Verwerfung, Falte, Sattel, Mulde, Bruch etc.) unterrichtet sein.

Auch muss ich darauf verzichten, die Belege zu den in dieser Veröffentlichung enthaltenen Angaben hier beizubringen oder die Namen jener Forscher zu nennen, auf deren Beobachtungen unsere Kenntnis der Struktur der einzelnen Teile des Alpengebäudes beruht. Dieses ist, ebenso wie die Darlegung aller Einzelheiten, einem anderen Orte vorbehalten.<sup>1)</sup>

Es sind vor allem zwei Eigentümlichkeiten, die den geologischen Bau der Alpen jenem ihres reich gegliederten nördlichen Vorlandes, des französischen und deutschen Mittelgebirges, gegenüber auszeichnen. Die eine dieser Eigentümlichkeiten giebt sich darin zu erkennen, dass in den Alpen die geschichteten Gesteine noch während der jüngeren Tertiärzeit von intensiven faltenden Bewegungen erfasst und in lang hinstreichende Sättel und Mulden gestaut wurden, während in dem Vorlande der Alpen die Anzeichen so junger faltender Bewegungen fehlen, für den Bau des letzteren, seit der Carbonzeit nicht mehr von Faltungen betroffenen Gebietes vielmehr Verwerfungen, Senkungsbrüche massgebend sind. Zu dieser ersten, für den Gegensatz zwischen jüngeren Falten- und älteren Massengebirgen auf der ganzen Erde bestimmenden Eigentümlichkeit des Auftretens jungtertiärer faltender Bewegungen von grosser Intensität in dem alpin-karpathischen Kettengebirge tritt als ein zweites Merkmal eine ungleich vollständigere Entwicklung der marinen Schichtbildungen. Die Region, die heute die Alpen einnehmen, ist durch viel längere Zeiträume hindurch dauernd vom Meere überflutet gewesen als das angrenzende Vorland, auf das Übergriffe dieses Meeres — Transgressionen, wie der Fachausdruck lautet — nur zeitweilig stattgefunden haben. Das beste und bekannteste Beispiel für die Verschiedenheit der Entwicklung der Schichtfolge im alpinen und ausseralpinen Gebiete bilden die Sedimente der Triasformation, die in den Ostalpen durch eine ununterbrochene Serie von Meeresablagerungen, im germanischen Becken durch Land- und Süsswasserbildungen mit vereinzelt marinen Einschaltungen und nur einer einzigen ausgebreiteteren Ingression des Triasmeeres zur Zeit der Muschelkalkperiode charakterisiert werden.

Die Betrachtung der beiden erwähnten Eigentümlichkeiten des alpinen Gebirgssystems lehrt, dass Fragen von zweifacher Art bei dem Studium des geologischen Baues der Alpen sich ergeben. Die eine Reihe von Fragen bezieht sich auf die Entstehung und Entwicklung der Alpen als ein durch besondere Arten von Störungen (insbesondere jungen Faltungen und Überschiebungen) ausgezeichnetes Gebirge, die andere auf die Geschichte der Sedimente, welche jenes Gebirge zusammensetzen. Die Behandlung dieser beiden Fragen lässt sich jedoch nicht leicht trennen, weil die Wirkungen gebirgsbildender (tektonischer) Bewegungen naturgemäss in der Geschichte der innerhalb der Gebirge zum Absatz gelangten Sedimente sich wieder spiegeln müssen.

Für das Wesen der Alpen als Faltengebirge sind in erster Linie die Faltungen selbst und die aus solchen hervorgegangenen Strukturlinien massgebend. Denn nicht das Auftreten bestimmter Formationsglieder in einer gewissen Reihenfolge oder mit besonderen Merkmalen, noch das äussere, durch die Erosion modellierte Relief, sondern das Auftreten und der Verlauf lang hinstreichender, durch Überschiebungen (Wechsel) und Verwerfungen complicierter Falten ist es, das einem Faltengebirge in erster Linie den Stempel eines solchen aufprägt. Es entspringt

<sup>1)</sup> Ein solches Compendium des gegenwärtigen Standes der geologischen Kenntnis der Ostalpen soll im Jahre 1902 bei Freytag & Tempisky unter dem Titel »Bau und Bild der Ostalpen« erscheinen.

hieraus die Aufgabe, bei einer übersichtlichen Zusammenfassung des Baues der Alpen zunächst die durch die Einheitlichkeit des Streichens und durch gemeinsame Züge der Struktur ausgezeichneten und dadurch bis zu einem gewissen Grade individualisierten Abschnitte des Gebirges aufzusuchen, die im Vergleich zu den einzelnen Falten tektonische Einheiten höherer Ordnung darstellen.

Betrachtet man eine geologische Übersichtskarte der Alpen, so springt aus der Verteilung der Schichtgesteine die Gliederung des Gebirges in eine Anzahl streifenförmiger, dem Gebirgssstreichen folgender Zonen auf den ersten Blick in die Augen. Wo diese zonale Anordnung auch im Relief, sei es durch den Kontrast der Oberflächenformen infolge der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit (Krystallinische Felsarten, Kalk, Sandstein), sei es durch das Auftreten zusammenhängender Tiefenlinien, entlang der Grenze einzelner Gesteinszonen zum Ausdruck gelangt, ist derselben in der Einteilung der Alpen seit lange Rechnung getragen worden. Die Gliederung der Ostalpen in eine centrale Urgebirgszone, die vorwiegend aus Gneiss und krystallinischen Schiefern zusammengesetzt ist, und in zwei randliche, zumeist aus mesozoischen Bildungen bestehende Kalkzonen, mag als ein allgemein bekanntes Beispiel erwähnt werden.

Die gebirgsbildenden Bewegungen während der jüngeren Tertiärzeit haben den Alpen ein einheitliches Gepräge aufgedrückt. Diesem einheitlichen tektonischen Charakter entspricht jedoch keineswegs eine einheitliche geologische Vergangenheit. An der Hand der geologischen Analyse zerfallen die Alpen vielmehr, wie E. v. Mojsisovics gezeigt hat, in zwei ursprünglich individualisierte Abschnitte von eigenartiger Entwicklungsgeschichte, die man als Ost- und Westalpen unterscheidet. Die Art des Anschlusses der beiden Abschnitte ist noch in mehr als einer Beziehung strittig. Von der nördlichen Kalkzone der Ostschweiz weiss man mit Bestimmtheit, dass sie nicht in der nördlichen Kalkzone, sondern in der Sandstein- oder Flyschzone der Ostalpen ihre Fortsetzung findet. Ebenso fest steht die Thatsache, dass die beiden ostalpinen Kalkzonen zwei den Westalpen fremde tektonische Elemente darstellen, die in den letzteren keine Vertretung besitzen. In welcher Weise die ostalpine Centralzone an die westalpine Zone des Monte Rosa sich anschliesst, ist eine Frage, deren Beantwortung je nach der Auffassung des mächtigen, in seiner Altersstellung noch durchaus unklaren Schichtcomplexes der Bündner Schiefer sehr verschieden ausfallen muss. Auf die Beziehungen der Westalpen zu den Ostalpen soll hier nicht näher eingegangen werden. Die nachfolgenden Ausführungen beschränken sich auf den Versuch einer Übersicht des Gebirgsbaues der letzteren.

Überschreitet man die Ostalpen in der Richtung von Nord nach Süd, so durchquert man eine Reihe von im grossen Ganzen parallelen Gesteinszonen, deren jede aus bestimmten Schichtgruppen in einer bestimmten Entwicklung (Facies) aufgebaut ist und sich in der Regel auch in der Physiognomie der Landschaft von den benachbarten Zonen auffallend unterscheidet. Die Abhängigkeit der Bergformen von dem Gesteinsmaterial und von dem Ausmass der tektonischen Störungen, die dasselbe betroffen haben, wird dem Alpenwanderer auf Schritt und Tritt illustriert. Auf dem Kontrast der beiden Hälften des Aussichtsbildes beruht die Bedeutung einzelner an der Grenze von zwei Zonen gelegener Erhebungen (Hohe Salve, Schmittenhöhe, Dobratsch, Pfannhorn) als Aussichtsberge ersten Ranges. Niemand wird einen Gipfel von der Gestalt und Höhe des Grossglockners in den nördlichen Kalkalpen, einen solchen von der Form des Wendelsteins in der Flyschzone suchen.

Die nördlichste Gesteinszone, die ein Querprofil durch die Ostalpen von der Donau zur venetianischen Tiefebene durchschneidet, ist die nördliche Sandsteinzone oder Flyschzone.

Die Kalkalpen der Nordostschweiz streichen aus den Appenzeller Bergen mit einer leichten gegen Norden gerichteten Ausbiegung (Sigmoide) ihrer Falten über den Rhein nach Vorarlberg. Die Kreideketten des Bregenzer Waldes bilden ihre direkte Fortsetzung. Sie bestehen aus einer mannigfaltig gegliederten Schichtfolge der Kreideformation, die eine der gesamten Kalkzone der Schweiz eigentümliche, als helvetisch bezeichnete Entwicklung zeigt. Der reichen Gliederung der Kreideschichten entspricht der wechselvolle Landschaftscharakter des Bregenzer Waldes, der trotz geringer absoluter Höhe (2000 *m*) eine Fülle verschiedenartiger Typen reizvoller Mittelgebirgsscenerie enthält. Die über der Kreideformation folgenden alttertiären Bildungen sind durch Flyschsandsteine mit eingeschalteten Nummulitenkalken vertreten. Der Faltenbau des Bregenzer Waldes ist ein sehr regelmässiger. Es ist eine Reihe von Mulden und Sätteln vorhanden, die eine Tendenz zur Überschiebung nach Norden erkennen lassen, indem der äussere, nördliche Schenkel jedes einzelnen Sattels steil gestellt oder gar überkippt ist.

Durch die an Breite stark zunehmende Kalkzone nach Norden gedrängt, erscheint die aus den Gesteinen helvetischer Entwicklung bestehende Randzone zwischen Lech und Salzach erheblich reduziert und durch die Erosion in eine Anzahl von einzelnen, niedrigen Vorbergen der Kalkzone aufgelöst. Eine orographisch selbständige Gebirgszone am Nordrande der Kalkalpen tritt uns erst wieder auf der Strecke von Salzburg bis Wien entgegen. Aber der landschaftliche Charakter ist hier ein völlig anderer geworden als im Bregenzer Wald. Nicht nur die alttertiären Bildungen (Eocän und Oligocän), sondern auch die gesamte Kreideformation sind östlich von der Salzach durch eine einförmige Sandstein- und Mergel-(Flysch-)Entwicklung vertreten, deren eigentümliche Art der Verwitterung sanft gerundete Bergformen, das vollständige Fehlen von Schuttansammlungen, die Bildung einer wasserundurchlässigen, zumeist mit reicher Waldvegetation bedeckten Lehmdecke und den Mangel an Quellen bedingt. Die dichte Vegetation und die Bedeckung des Grundgebirges mit Verwitterungslehm erschweren den Einblick in die Struktur der Zone, die wohl eine Region intensiver Faltung darstellt. Eine sehr auffallende Störungslinie bezeichnet die Grenze zwischen der Flyschzone und der nördlichen Kalkzone. Diese Linie ist fast der ganzen Ausdehnung beider Zonen entlang eine Überschiebung, indem die Gesteine der Kalkzone über jene der helvetischen Entwicklung geschoben sind, so dass man bei dem Eintritt aus dem Bregenzer Wald in den Rhätikon oder aus dem Wiener Wald in das Kalkgebirge des Höllenstein-Zuges aus den jüngeren in ältere Schichten gelangt, obwohl die ersteren von den letzteren überlagert werden, und man daher nach den Lagerungsverhältnissen gerade die umgekehrte Altersfolge annehmen sollte.

So bedeutsam diese Grenzlinie zwischen Flysch- und Kalkzone ist, so wenig prägt sie sich im Relief des Gebirges aus. Nirgends folgt ihr ein grösseres Längenthal. Auch sonst sind innerhalb der Flyschzone Beziehungen der Thalbildung zur Tektonik kaum nachweisbar.

In ganz Oberbayern ist das der Flyschzone nordwärts vorliegende oligocäne und miocäne Vorland noch von denselben gebirgsbildenden Bewegungen betroffen worden, die die Flyschzone der Ostalpen aufgerichtet haben. Diese Thatsache wird durch die Aufschlüsse in den Kohlenbergbauen von Peissenberg und Miesbach bewiesen, doch bildet die gefaltete Molasse hier nicht mehr eine auch orographisch markierte Bergzone wie in der Schweiz, wo ihr noch Erhebungen von 1800—2000 *m*, wie Speer und Rigi, zufallen. Im österreichischen Donaugebiet liegt die miocäne Molasse am Nordfusse der Alpen flach und ungestört.

An die Flyschzone schliesst sich im Süden die nördliche Kalkzone der Ostalpen. Obwohl die Grenze zwischen beiden Zonen nirgends durch tiefe Längen-

thäler im Relief des Gebirges gekennzeichnet wird, trennen sich dieselben doch in ihrer Zusammensetzung, Tektonik und Sculptur auf das schärfste. Den Hauptanteil an dem Aufbau der Nordkalkalpen nehmen Meeresablagerungen der Triasformation in der Ausbildung als mächtige Kalke und Dolomite. Zwei solche Kalk- und Dolomitniveaux — ein tieferes des Wettersteinkalkes, Ramsaudolomits und Reiflingeralkes, und ein höheres des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits — sind es insbesondere, die als die eigentlich formengebenden Elemente in der Landschaft auftreten. Die Bildungen der jüngeren mesozoischen Epochen, Lias, Jura und Kreide, stehen an Verbreitung und Mächtigkeit hinter den Ablagerungen der Trias sehr erheblich zurück. Das Vorkommen alttertiärer Meeresbildungen ist auf drei Stellen (Innbucht zwischen Brixlegg und Reit im Winkel, Reichenhall und Radstadt im Ennsthal) beschränkt. Das merkwürdigste unter diesen Vorkommen ist das letztere, da es beweist, dass das alttertiäre Meer nicht nur den Rand der zur Eocänzeit bereits als Gebirge bestehenden Kalkalpen bespülte, sondern in einer tief eingreifenden Bucht sich bis an den Nordrand der krystallinischen Centralzone erstreckte.

Die Gesteinsfolge und die Entwicklung der einzelnen Schichtgruppen ist in der nördlichen Kalkzone und in der Flyschzone, beziehungsweise den Kalkalpen der Nordostschweiz durchaus verschieden. Marine Trias fehlt in den letzteren vollständig. Aber auch Jura und Kreide sind in beiden Zonen nicht in gleicher Weise ausgebildet. Besonders auffallend ist der Kontrast der helvetischen und austroalpinen Entwicklung zur Zeit der oberen Kreide. Der einförmigen Flyschentwicklung im Osten der Salzach oder den Seewenschichten des Bregenzer Waldes steht in den nördlichen Kalkalpen eine mannigfaltige, durch ihre reiche Fauna charakterisierte Ausbildung der oberen Turon- und Senonstufe als »Gosauschichten« gegenüber.

Von der Basis der Triasformation bis zur rhätischen Stufe aufwärts folgen die einzelnen Schichtglieder innerhalb der Kalkzone regelmässig aufeinander, so dass man hieraus auf die Abwesenheit grösserer gebirgsbildender Bewegungen während der Triasepoche schliessen darf. In den Bildungen der jüngeren Epochen dagegen machen sich Unregelmässigkeiten in der Verbreitung und in der Lagerung gegenüber dem triadischen Grundgebirge geltend. Diese Unregelmässigkeiten erreichen ihr höchstes Ausmass in den als »Gosauschichten« bezeichneten Ablagerungen der oberen Kreide. Noch niemals hat man die Gosauschichten im normalen Schichtverband mit ihrem Liegenden angetroffen. Immer findet man eine Discordanz zwischen denselben und allen älteren Formationsgliedern. Sie sind kanalförmigen, fjordähnlichen Einschnitten der letzteren eingelagert und liegen nicht selten unmittelbar auf der tiefsten Abteilung der Trias, den Werfener Schiefer. Es ergibt sich hieraus die Notwendigkeit einer Annahme intensiver gebirgsbildender Bewegungen vor der Ablagerung der Gosauschichten. Die Kalkalpen müssen bereits zu einem Gebirge aufgefaltet und durch die atmosphärische Erosion soweit modelliert worden sein, dass stellenweise die ganze Decke der triadischen Kalke bis zu ihrer Unterlage, den Werfener Schichten herab, entfernt war, ehe das Kreidemeer in die Thäler jenes Gebirges eingriff und in diesen seine Sedimente, die Gosauschichten, niederlegte. Es fällt also die Haupterhebung der nördlichen Kalkalpen wahrscheinlich in die Zeit vor der Ablagerung der Gosauschichten, während gebirgsbildende Bewegungen minder intensiver Art die Schichten wohl schon seit der Zeit der rhätischen Stufe (oberste Trias) betroffen haben mögen. Dass die Gosauschichten ebenso wie die noch jüngeren alttertiären Ablagerungen selbst wieder bedeutende Störungen erlitten haben, beweist, dass die Kalkzone zusammen mit der Flyschzone am Ende der Oligocän- und zu Beginn der Miocänzeit nochmals eine Phase intensiver Faltung durchgemacht hat. Aus dieser Periode der jüngsten Faltung, in die

man früher die Aufrichtung der Alpen überhaupt in irrtümlich generalisierender Weise verlegt hat, stammen auch die grossen Überschiebungen der Kalkzone über die Flyschzone, durch die heute die Gebiete der helvetischen und der austroalpinen Entwicklung so scharf gegeneinander abgegrenzt erscheinen.

Den Westalpen steht die nördliche Kalkzone der Ostalpen als 'ein fremdes Element gegenüber. Sie erscheint unvermittelt am Nord- und Ostrande der ausgedehnten, von alttertiärem Flysch erfüllten Mittelgebirgsregion des Prättigau, im Rhätikon, der auf seiner Innenseite an die krystallinische Masse der Silvretta grenzt, auf den drei übrigen Seiten aber auf den aus jüngeren Gesteinen (Flysch) bestehenden Gebirgssockel hinaufgeschoben ist. Das normale Westost-Streichen der Kalkzone geht im Rhätikon mittelst einer sehr scharfen Umbiegung der dabei einander dachziegelförmig überschiebenden Falten in ein fast meridionales über.

Von den Lechthaler Alpen bis zum Kaisergebirge bildet ein System von parallelen Faltenzügen, deren Streichrichtung nur unbedeutend um jene der ganzen Zone schwankt, das Grundelement im Gebirgsbau der nördlichen Kalkalpen. Neben den Falten und den aus der Zerreissung von solchen hervorgegangenen Überschiebungen, die in der Regel nordwärts gerichtet sind, spielen auch Verwerfungsbrüche, durch die ein Gebirgstheil gegen den anstossenden gesenkt wurde, eine wichtige Rolle. Im Karwendelgebirge scheint eine Anzahl solcher Verwerfungsbrüche älter zu sein als die Faltung, der sie gewissermassen als Ansatzstellen gedient haben. In Nordtirol zeigen die der Centralzone zunächst gelegenen Faltenzüge zumeist ein geringeres Mass von Störungen als die weiter gegen Norden vorgeschobenen. Die am Aussenrande der Zone stehenden Gebirgsteile (Vilser Alpen) weisen die bedeutendsten Complicationen auf. Der ursprüngliche, einfache Faltenbau ist hier kaum noch erkennbar, das Gebirge vielmehr durch ein verwickeltes Sprungnetz in ein Mosaik von einzelnen Schollen aufgelöst, deren Zusammenhang schwer zu entwirren ist. In der Plastik des Gebirges gelangt die auf dem Faltenbau beruhende Kettenbildung in den Lechthaler und Nordtiroler Alpen zu einer ausgeprägten Entwicklung.

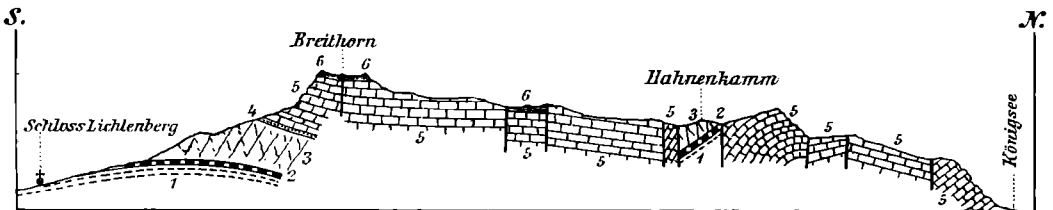


Fig. 1. Profil durch das Steinerne Meer. Nach Böse.

Typus eines durch Verwerfungen in seiner Struktur bestimmten Kalkplateaustockes.

- 1) Werfener Schichten, 2) Reichenhaller Kalk, 3) Ramsa dolomit, 4) Cardita-Schichten, 5) Dachsteinkalk, 6) Kössener Kalk.

Östlich vom Kaisergebirge macht sich ein anderer tektonischer Typus in der Struktur der Nordkalkalpen geltend. Von Waidring bis Windischgarsten sind schiefe Falten auf den unmittelbar an die Flyschzone grenzenden nördlichen Saum der Kalkzone beschränkt. Der Hauptabschnitt der letzteren dagegen besteht aus Schollen, in denen Anzeichen einer intensiven Faltung fehlen, für deren Bau vielmehr Senkungsbrüche massgebend sind. Dieser Unterschied im Gebirgsbau spricht sich im Relief des Gebirges in dem Kontrast der salzburgischen Hochplateaux (Steinernes Meer, Ewiger Schnee, Tennengebirge, Dachstein) mit den Ketten von Nordtirol aus. Allerdings ist eine scharfe Grenze zwischen Bruch- und Faltungszone nicht vorhanden, da die letztere stellenweise (Umgebung des Hohen Göll) in das Gebiet der ersteren übergreift.

Östlich vom Pass Pyhrn und dem Thale der Steyr zerfällt die Kalkzone in zwei wesentlich verschieden gebaute Stücke, die durch eine Aufbruchszone der tiefsten Triasbildungen entlang der Störungslinie Buchberg—Mariazell—Hieflau—Admont getrennt werden. Diese Aufbruchszone ist die tektonische Axe der nord-östlichen Kalkalpen. Südlich von derselben liegt eine Reihe grosser Plateaustöcke des salzburgischen Typus (Hochschwab, Schneealpe, Veitsch, Raxalpe, Schneeberg), deren Schichten sich zumeist nach Norden neigen. Innerhalb der Voralpenzone auf der Nordseite jener tektonischen Symmetrielinie ist Südfallen der Schichten bei gleichzeitiger oftmaliger Wiederholung der Schichtfolge durch nordwärts übergelegte Falten die Regel. Die Falten sind zumeist zerrissen und der hangende Flügel der Falte ist über den liegenden hinaufgeschoben worden, so dass stets die jüngsten

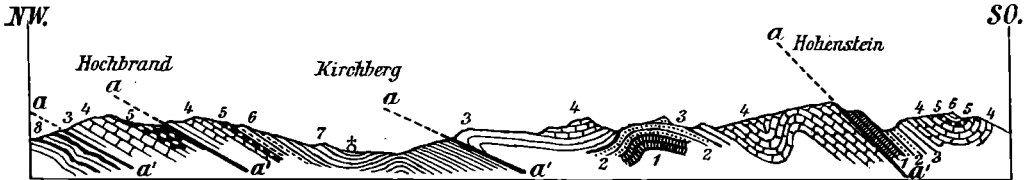


Fig. 2. Profil durch die Niederösterreichische Voralpenzone (Pielachthal). Nach A. Bittner.

Typus einer Faltenzone mit Schuppenstruktur.

- 1) Reiflinger Kalk, 2) Lunzer Sandstein, 3) Opponitzer Kalk, 4) Hauptdolomit, 5) Kössener Schichten, 6) Lias und Jura, 7) Neocom, 8) Flysch; a—a') Wechselflächen (Überschiebungsbrüche).

Schichten der innersten Gebirgsscholle an die ältesten der nördlich vorliegenden Scholle anstossen. Eine solche Art des Gebirgsbaues bezeichnet man als »Schuppenstruktur«. Die niederösterreichischen Voralpen bieten ein prägnantes Beispiel der letzteren. Die einzelnen Schuppen sind durch Überschiebungen getrennt, die im geologischen Kartenbilde durch auf lange Strecken fortstreichende Aufbrüche älterer Gesteine bezeichnet werden. Die erste Anlage dieser Aufbruchslinien reicht bis in die Kreidezeit zurück, da eine Reihe von Gosauvorkommen an dieselben in der Weise geknüpft ist, dass die Gosauschichten bereits dem tiefsten Triasgliede, den Werfener Schiefern, discordant auflagern. Der Verlauf jener Aufbruchslinien folgt den Contouren des gegen Süden stumpfwinklig vorspringenden Böhmisches Massivs, das sonach die alpinen Faltungen in ihrer Entwicklung beeinflusst hat.

Die Südgrenze der nördlichen Kalkzone wird vom Arlberg bis Gloggnitz durch eine Depression bezeichnet, die östlich von Schwaz einem fortlaufenden streifenförmigen Bande von palaeozoischen Schiefern und Werfener Schichten entspricht. In diese leicht zerstörbaren Schiefergesteine hat die atmosphärische Erosion breite Thalfurchen eingegraben, über denen der südliche Absturz der Kalkzone mit mächtigem Schichtenkopf aufragt. Die höchsten Erhebungen der ganzen Zone (Parseerspitz, Hochkönig, Dachstein) gehören jenem südlichen Schichtenkopf der letzteren an. Die Ausbildung der grossen Längenfurche zwischen Schwaz und Gloggnitz ist allerdings ein Werk der Erosion, aber die erste Anlage derselben ist durch tektonische Störungen bedingt worden. Eine Reihe von Brüchen und südwärts, gegen die Innenseite des Alpenbogens gerichteten Überschiebungen, begleitet den südlichen Absturz der Nordkalkalpen. Ein Teil der Störungen, die zu dem grabenförmigen Einbruch der Schichten entlang der Grenze zwischen den Kalk- und Centralalpen Veranlassung gegeben haben, ist von sehr jugendlichem Alter. Auf der Stoderalpe im östlichen Teile des Dachsteingebirges liegen in 1700 m Höhe Reste braunkohlenführender Tertiärablagerungen, die von den gleichalterigen Ablagerungen in der Sohle des Ennstales durch Verwerfungen von 900 m Sprunghöhe getrennt sind. Um einen solchen Betrag sind noch während der



jüngeren Tertiärzeit in diesem Teile der Ostalpen einzelne Gebirgsschollen gegenüber ihrer Umgebung gesenkt worden.

Die grosse Längsdepression zwischen der Centralzone und der nördlichen Kalkzone reicht in ihrer Entstehung keinesfalls weiter als in die jüngere Tertiärzeit zurück. Sie wird heute von mehreren Längenthälern durchzogen, deren Abflüsse die Kalkzone und die vorliegende Flyschzone in Querthälern durchbrechen. Ein Teil der Querthäler ist unzweifelhaft älter als die Längenthäler und reicht bis in die Kreidezeit zurück (Innthal bei Kufstein, Ennsthal bei Landl). Die Entstehung der Flussschwellen innerhalb der Kalkzone dürfte in eine Zeit fallen, als die Kalkzone von den Centralalpen noch nicht durch eine tiefe Längsdepression geschieden war.

Alle Täler der Alpen sind in ihren jetzigen Formen Erosionsthäler, Werke des rinnenden Wassers, doch lassen sich gerade in den nördlichen Kalkalpen bei vielen Thälern auch nahe Beziehungen zur Struktur des Gebirges nachweisen. Das auffallendste Beispiel für die Abhängigkeit eines Flusslaufes von tektonischen Linien bietet hier das Thal der Ybbs in Niederösterreich. Es vereinigt eine Combination von longitudinalen und transversalen Elementen, von denen fast jedes einzelne auf eine nachweisbare tektonische Ursache zurückgeführt werden kann.

Von Gloggnitz bis zur Donau bei Nussdorf werden die Kalkalpen und die vorliegende Flyschzone diagonal auf ihr Streichen durch eine nahezu gerade Bruchlinie abgeschnitten, an der die Thermen von Vöslau und Baden hervortreten. Die westlich von der Südbahn gelegenen Abhänge bezeichnen den Verlauf dieser »Thermenlinie«, an der ein Stück des Gebirges versunken ist. Am Rande dieses versunkenen Stückes liegt Wien und das keilförmig zwischen den stehen gebliebenen Flügeln der Kalkzone und den der Centralzone angehörigen Zug des Leithagebirges, der Rosalia und des Wechsels eingreifende inneralpine Becken von Wien entspricht der eingebrochenen Scholle. Die Anlagerung miocäner Süsswasserbildungen an den Bruchrand, denen später ein Eindringen des Miocänmeeres in das Becken folgte, gestattet eine genaue Altersbestimmung jenes Ereignisses.

Geht man über den südlichen Schichtenkopf der nördlichen Kalkalpen hinaus, so betritt man eine neue, in ihren plastischen Verhältnissen durchaus anders gestaltete Gebirgswelt. Es ist die Region der Gneiss- und Schieferberge, die unterhalb der Schneegrenze zwar an Mannigfaltigkeit der Formen und Farben den Kalkalpen nachstehen, aber dort, wo ihre Häupter von Gletschern umflutet in das Reich des ewigen Eises aufragen, den vollen Zauber der erhabenen Schönheit des Hochgebirges entfalten. Die Hauptmasse der Gesteine, die an der Zusammensetzung dieses, die Mitte der Ostalpen einnehmenden und das Rückgrat derselben bildenden Centralzone sich beteiligen, sind krystallinische Felsarten von archaischem Alter, Bildungen, die älter sind als die ältesten Versteinerungen führenden Schichten der Erdoberfläche, und die zu einer Zeit abgesetzt wurden, als noch kein organisches Leben auf unserem Planeten existierte. Obwohl in dem Aufbau der Centralzone oder Urgebirgszone krystallinische Schiefer und Eruptivgesteine weitaus vorherrschen, fehlt es doch keineswegs an jüngeren Schichtbildungen, deren Verbreitung auf die geologische Entwicklungsgeschichte der Centralalpen ein Licht zu werfen geeignet ist. In grösserer Ausdehnung sind palaeozoische Ablagerungen, insbesondere im Gebiete der Grazer Bucht und an dem Nordrande des Ostabschnittes der Centralzone innerhalb des von den älteren Geologen als »Grauwackenzone« zusammengefassten Gebirgstreifens, nachgewiesen worden, der keineswegs eine einheitliche Zone darstellt, sondern eine grössere Anzahl sehr disparater Elemente umfasst. Marines Obersilur (Dienten, Grebenze, Reiting), marines Devon (Grazer Bucht, Eisenerz), pflanzenführendes Obercarbon (Steinacher Joch, Stangalpe, Wurmalpe, Semmering),

und marines Carbon (Veitschgraben), sind die wichtigsten Glieder der palaeozoischen Serie, die man bisher in fossilführender Entwicklung in der Centralzone kennt.

Auch den mesozoischen Sedimenten, insbesondere den Schiefern, Kalken und Dolomiten der Triasformation, kommt eine nicht unerhebliche Verbreitung innerhalb der Centralzone zu. Eine dreieckige Scholle von Triasgesteinen setzt den grössten Teil der Münsterthaler Alpen und die Westhälfte der Ortlergruppe zusammen und scheidet in Verbindung mit einem dem Oberlaufe der Etsch im Vinschgau folgenden Zuge jüngerer krystallinischer Schiefergesteine ein nördliches Verbreitungsgebiet altkrystallinischer Bildungen (Silvretta und Ötztthaler Masse) von einem südlichen (Veltliner Hauptzug). Die Worte des Dichters: »Der Ortler, aus Granit gewoben, zur Grenzeschut emporgehoben, ragt glorreich allen Nachbarn vor« — sind, soweit sie sich auf die Zusammensetzung des Ortlers beziehen, nur eine poetische Lizenz, da dieser Berg nicht aus Granit, sondern aus Triasdolomit besteht. Nirgends in den Alpen ragt sonst ein Kalkgebirge als kompakte Mauer zu so bedeutender absoluter Höhe empor, nirgends entrollt es eine so gewaltige, von Firnschneiden und Eisströmen starrende Front, als in der Umrandung des Kessels von Trafoi und in dem südlichen Hemiorama der Stilfserjochstrasse.

Ein zweites Verbreitungsgebiet triadischer Meeresbildungen befindet sich in den östlichen Stubai Alpen, in der Umgebung des Brenners, und entlang dem Nordabhange der Tauernkette. Hier ist es insbesondere ein halbbogenförmiger, nach Norden convexer Streifen zwischen dem obersten Passeier Thale und dem Radstädter Tauern, der durch die Anwesenheit jüngerer, durch ihre Einfaltung und Versenkung in das ältere Grundgebirge vor der Abtragung bewahrt gebliebener Ablagerungen ausgezeichnet ist. Aber auch ausserhalb dieses Zuges, der die Hohen Tauern von den krystallinischen Massen des Ötztthales und des unteren Zillerthales scheidet, sind triadische Reste an so vielen Stellen des krystallinischen Gebirges nachgewiesen worden, dass die Annahme einer Bedeckung der gesamten Tauern durch das triadische Meer immer mehr an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Eine Gebirgsbildung ist allerdings bereits in vortriadischer Zeit erfolgt, aber das damals entstandene Gebirge (ein Teil des Variscischen Gebirges von Suess) ist später wieder eingeebnet und während der Triaszeit zum grössten Teil vom Meere überflutet worden.

Unter den dem krystallinischen Grundgebirge aufgelagerten Triasschollen ist jene der Radstädter Tauern die grösste. Noch jüngere Formationen als die Trias sind in der nördlichen Umrandung des Beckens von Klagenfurt vertreten, wo Kreide in der Entwicklung der Gosauschichten, marines Eocän im Krappfeld und selbst miocäne Meeresablagerungen im unteren Lavantthal bekannt sind. Die Eocänbildungen sind noch stark gestört, stellenweise sogar senkrecht aufgerichtet, so dass man annehmen muss, auch die Centralzone sei noch gleichzeitig mit den Kalkalpen während der jüngeren Tertiärzeit von gebirgsbildenden Bewegungen betroffen worden. Schollen von Gosaubildungen, die discordant auf den krystallinischen Gesteinen liegen, finden sich ferner in der Kainach bei Graz und an mehreren Stellen der Norischen Alpen.

Die ältesten Bildungen, die in der krystallinischen Schichtreihe der Centralzone in den sogenannten »Centralmassen« hervortreten, sind in der Regel Gneisse. In den Centralmassen der Hohen Tauern hingegen spielen vom Brenner bis zum Lungau Eruptivgesteine die Hauptrolle. Der sogenannte »Centralgneiss« der Tauern, der besser als Granit zu bezeichnen ist, wird gegenwärtig von der Mehrzahl der Forscher als ein eruptives Gestein angesehen, das in die ältere Schieferhülle eindrang, dieselbe zum Teil aufschmolz und im Contact veränderte. Die Masse des Ankogels und der Hochalpenspitze ist die östlichste dieser intrusiven Granitkuppeln.

Mit dem Verschwinden derselben tritt zugleich eine sehr beträchtliche Erniedrigung des Gebirges ein. So sehr sinkt östlich von der Hochalpenspitze die Gipfelhöhe in den Centralalpen herab, dass sie von jener der in dem gleichen Meridian gelegenen Erhebungen der nördlichen Kalkzone übertroffen, der südlichen Kalkzone zum mindesten erreicht wird.

Wann die Granite der Tauern, die man mit dem Protogin des Montblanc in den Westalpen vergleichen kann, in die Schieferhülle eindringen, ist eine durchaus controverse Frage. Wahrscheinlich ist das Alter der Granitintrusion ein sehr hohes, höher als jenes der vortriadischen (variscischen) Gebirgsfaltung. Es ist aber auch ein Gürtel granitischer Eruptivgesteine innerhalb der Centralzone vorhanden, der unzweifelhaft jünger ist als die Trias. Zu diesen Granitmassen des »Periadriatischen Randbogens« (Salomon) gehören die Eruptivstöcke des Adamello, des Kreuzberges und des Ifflinger bei Meran, der Brixener Granitmasse, der Rieserferner, des Zinsnocks, der Granitmasse von Eisenkappel in Kärnten und des Bachergebirges.<sup>1)</sup> Die Intrusion derselben in die umgebenden Schichtbildungen fand frühestens während der Kreidezeit, wahrscheinlich aber erst während der Tertiärepoche (Oligocän) statt.

Der Bau der Centralzone der Ostalpen ist ein sehr verwickelter und noch durchaus nicht in allen Einzelheiten aufgeklärt. Der Hauptstamm der Centralzone östlich vom Brenner beschreibt einen gegen Norden convexen Bogen. In der ganzen östlichen Hälfte dieses »Tauernbogens« ist das Schichtstreichen nach Südost gerichtet, so in den Centralmassen des Hochnarrs, Ankogels, der Hochwildstelle, und in der Steirischen Masse. Diesem Tauernbogen ist im Nordosten ein zweiter Zug von Centralmassen, der »Nordsteirische Gneissbogen« vorgelagert, der im Bösenstein-Massiv ebenfalls Nordwest—Südost streicht, im Murthale bei St. Michael sein Streichen in einer Bogenwendung von 90° umbiegt und über die Kleinalpe, die Mürzthaler Masse, das Massiv des Wechsels, das Leithagebirge und die Hainburger Berge den Zusammenhang mit den Karpathen vermittelt. Durch das Auseinandertreten dieser beiden Äste der Centralalpen entsteht die von jüngeren, palaeozoischen Ablagerungen erfüllte Bucht von Graz. In dem Verlaufe des Nordsteirischen Gneissbogens giebt sich die Abhängigkeit von dem gegen Süden in stumpfem Winkel vorspringenden Umriss der Böhmisches Masse zu erkennen.

In der Centralzone nimmt die Intensität der Faltung gegen Osten ab. An die Stelle des complicierten Faltenwurfes, der den südlichen Abhang der Hohen Tauern charakterisiert, ist beispielsweise im ganzen Steirischen Massiv (Koralpenzug) ein einfacher Gewölbebau getreten. Diese Abnahme in der Intensität der Gebirgsstörungen findet auch in den hypsometrischen Verhältnissen einen Ausdruck. Dennoch tauchen die Centralalpen gegen Osten nicht allmählig unter das Pannonische Tiefland hinab, sondern sind von scharfen, bogenförmig verlaufenden Bruchrändern begrenzt. Zwischen den beiden kesselförmigen Einbrüchen von Ödenburg und Graz ragt der krystallinische Sporn von Güns hervor. Jungtertiäre Eruptivbildungen liegen teils am Rande (Landsee, Pullendorf), teils innerhalb der Kesselbrüche (Gleichenberg, Riegersburg). An den Bruchrand lehnen sich zunächst miocäne Süßwasserbildungen (Braunkohlen von Eibiswald), dann folgen Meeresablagerungen von demselben Alter wie jene innerhalb des Beckens von Wien.

Während der Miocänzeit ragte die Centralzone nicht nur bereits als ein Gebirge über ihre Umgebung auf, sondern auch manche der noch heute bestehenden Thalzüge waren zu jener Zeit schon vorhanden, wie die Verbreitung pflanzen-

<sup>1)</sup> Die Granitmassen des Periadriatischen Randbogens sind auf der nebenstehenden Übersichtskarte mit den lateinischen Buchstaben a—h in der obigen Reihenfolge bezeichnet.

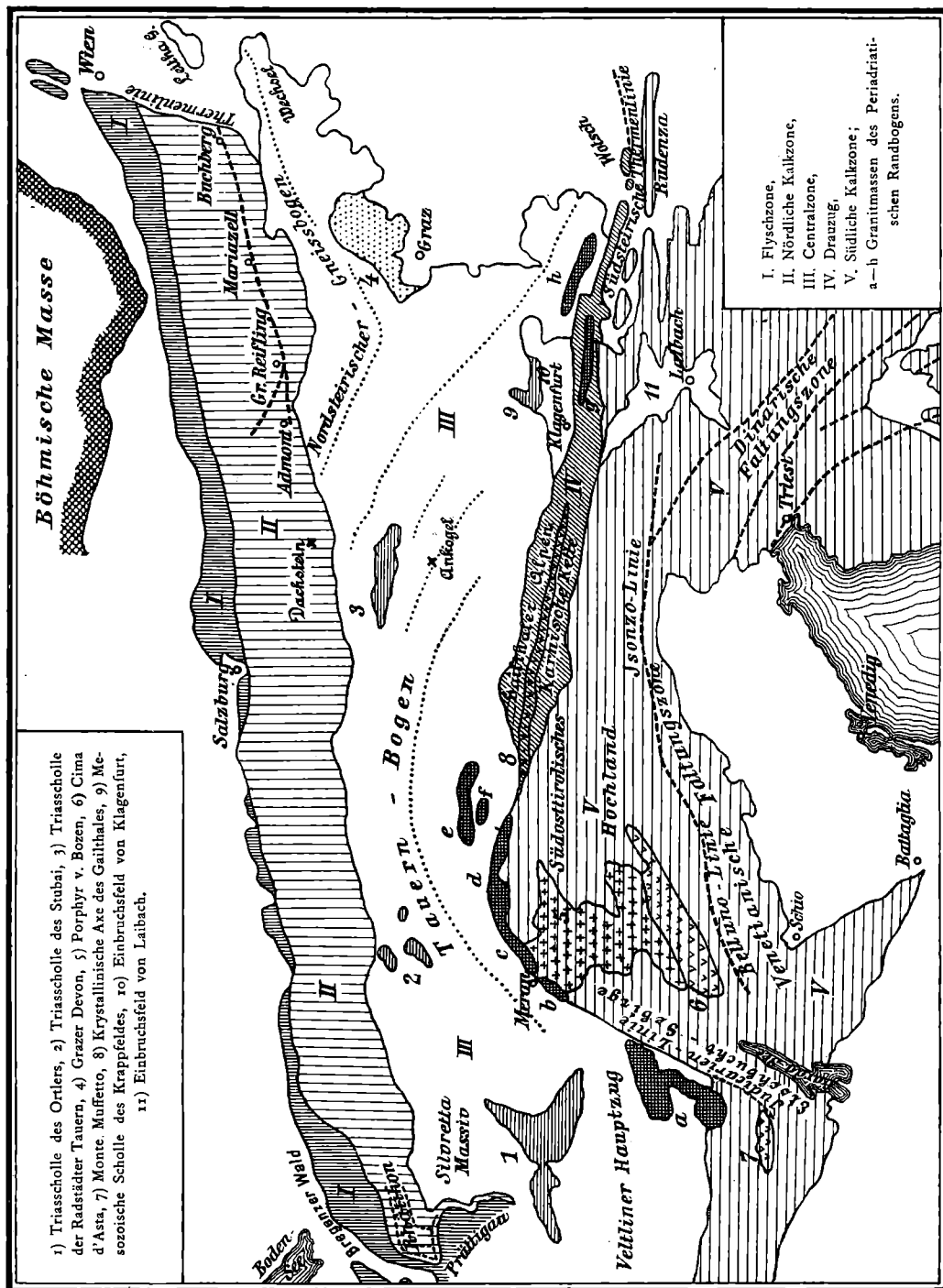


Fig. 3. Übersichtskarte der tektonischen Grundlinien der Ostalpen.

führender Miocänschichten in Steiermark und Kärnten entlang alten Erosionslinien erkennen lässt. So existierte z. B. die die Mur und Mürz verbindende Längsfurche schon zu Beginn der Miocänepoche.

Ein langer, geradliniger Gebirgszug beginnt in der Gegend von Innichen im Pusterthal und streicht, die Karnischen Alpen und deren Fortsetzung, die Karawanken, umfassend, durch Kärnten und Südsteiermark an den Südfuss des Bachergebirges. Dieser als Drauzug bezeichnete Gebirgsstreifen, der beinahe seiner ganzen Erstreckung nach ein mittleres von Westnordwest gegen Ost-südost gerichtetes Streichen unverändert festhält, stellt ein tektonisch selbständiges Element dar, das sich zwischen die Centralzone und die südliche Kalkzone östlich von der Drauquelle einschaltet. Der tektonischen Achse des zwischen jene beiden Zonen gleichsam eingekeilten und sehr gestörten Gebirgsstreifens entsprechen zwei langgezogene Aufbrüche von krystallinischen Gesteinen. In den westlichen axialen Aufbruch ist die Furche des Gailthales eingeschnitten, in dem östlichen liegen die intrusiven Granite von Eisenkappel. Im Norden dieser axialen Aufbruchszones älterer Gesteine erscheint ein schmaler Zug von Trias- und Jurabildungen in der gleichen Entwicklung wie in den Nordalpen. Er setzt die Gruppe der Kalkberge bei Lienz, die Gailthaler

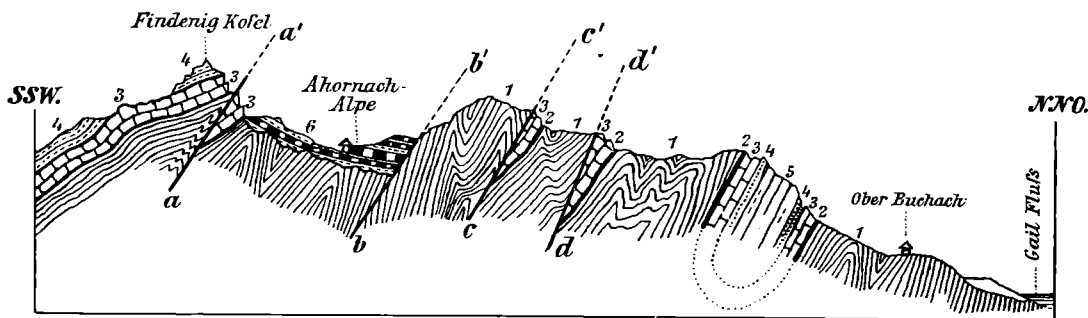


Fig. 4. Profil durch die Obercarbon-Scholle der Ahornach-Alpe (Karnische Alpen). Nach Geyer.  
Beispiel einer tektonischen Discordanz zwischen dem Obercarbon und dem vor dessen Ablagerung gefalteten und abradierten Grundgebirge.

1) Untersilurische Thonschiefer, 2) Graptolithenschiefer des Obersilur, 3) Netzkalke des Obersilur, 4) Thonschiefer des Obersilur, 5) Devonische Bänderkalke, 6) Conglomerate und Fusulinenkalke des Obercarbon; a-a', b-b', c-c', d-d' Überschiebungsbrüche.

Alpen bis zum Dobratsch und die ganze Reihe der von der Hauptkette der Karawanken durch Querjoche losgelösten, gegen das Klagenfurter Becken nordwärts vortretenden Bergstöcke, wie Gerlouz, Obir, Petzen und Ursulaberg zusammen. Der die tektonische Achse des Drauzuges im Süden begleitende Gebirgsstreifen, der die Karnische Hauptkette und den Hauptzug der Karawanken (Košuta-Zug) umfasst, zeigt eine mannigfaltigere Zusammensetzung. Zu den Triasbildungen, die sich in ihrer Entwicklung jenen der südlichen Kalkzone, nicht wie in den Gailthaler Alpen und Nordkarawanken jenen der Nordkalkalpen anschliessen, tritt eine mächtige, reich gegliederte Schichtfolge von palaeozoischen Ablagerungen hinzu. Alle Abschnitte der palaeozoischen Ära mit Ausnahme des Unter-carbons sind hier vertreten. Nur zwischen dem Obercarbon und den älteren Bildungen ist eine auffallende Lücke vorhanden, und stets sieht man die obercarbonischen Fusulinenkalke (Krone bei Pontafel) quer über die Schichtköpfe eines älteren, steil aufgerichteten und zum Teil abgetragenen Grundgebirges gelagert. Die Überlagerung der abradierten Schichtköpfe des steil gestellten silurischen Thonschiefers und Orthocerenkalkes durch flach liegendes Carbon an der Ahornachalpe gehört zu den klarsten Fällen einer tektonischen Discordanz. Derartige Lagerungsverhältnisse lassen sich nur durch die Annahme einer intensiven Gebirgsfaltung erklären, die der Ablagerung

der obercarbonischen Schichten vorangieng. Es fällt diese Phase einer carbonischen Gebirgsbildung zeitlich zusammen mit der als »variscische Faltung« allenthalben in Mitteleuropa nachgewiesenen Periode grosser tektonischer Bewegungen.

Der nördliche mesozoische Aussenwall der Karawanken und die krystallinische Aufbruchszone von Eisenkappel brechen vor dem westlichen Rande des Bachergebirges ab. Die Fortsetzung des Kosuta-Zuges jedoch lässt sich über den Südrand des Bacher hinaus durch das Weitensteiner und Gonobitzer Gebirge und die Wotschgruppe bis zum Dreikönigsberge im kroatischen Tieflande verfolgen. Die carbonischen und mesozoischen Gesteine beschränken sich in dem östlichsten Abschnitte des Drauzuges auf schmale Kämme zwischen mächtigen Falten von Tertiärbildungen, die hier noch das gesamte Miocän umfassen.

Der ganze Drauzug ist eine Region intensiver Faltung. In dem Relief desselben macht sich dementsprechend der Kettentypus in ausgezeichneter Weise geltend. In dem westlichen Abschnitte herrschen nordwärts, gegen die Centralzone überschobene Falten vor. In dem östlichen Abschnitt, der in das kroatische Tiefland eintritt, sind hingegen südwärts gerichtete Überschiebungen nachweisbar. Sie sind insbesondere an eine grosse, durch klippenförmige Aufbrüche von älteren Gesteinen aus den steil aufgerichteten Tertiärschichten am Südrande des Zuges markierte Störungslinie geknüpft. Diese Störung beschreibt einen flachen, gegen Süden convexen Bogen, der die Contouren des Südrandes der Bacher-Masse widerspiegelt. Auf derselben sind während der Miocänzeit Ergüsse von andesitischen Laven (Smrekouc) auf die Oberfläche emporgedrungen und treten gegenwärtig von Bad Neuhaus bis Rohitsch zahlreiche Thermen und Sauerlinge zu Tage. Die Beziehungen der heissen Quellen und Kohlensäureexhalationen zu den Lavaergüssen der »Südsteirischen Thermallinie« sind durchaus analog jenen, welche die Thermalzone am Südfusse des Erzgebirges zu den Basaltdurchbrüchen der Einbruchsregion des Egerthales bietet.

Gegen Westen keilt der Drauzug in der Nähe von Innichen zwischen der Centralzone und der südlichen Kalkzone der Ostalpen aus. Im ganzen Etschgebiete treten die beiden letzteren Zonen mit einander unmittelbar in Berührung.

Die südliche Kalkzone der Ostalpen weist in ihrem Bau einige erhebliche Unterschiede gegenüber den nördlichen Kalkalpen auf. An der Basis der permischen (Groedener Sandstein und Verrucano), beziehungsweise der triadischen Schichtreihe bricht das krystallinische Grundgebirge stellenweise in der Form von wahren Centralmassiven hervor, so in der Cima d'Asta, und im Monte Muffeto, abgesehen von zahlreichen kleineren Aufbrüchen, wie den Inseln von Recoaro, Lorenzago, Hohenegg und am Südfusse der Steiner Alpen. Es fehlt ferner der südlichen Kalkzone jene Regelmässigkeit des Streichens, die die nördlichen Kalkalpen auszeichnet. Insbesondere ist der südliche Rand der ersteren keineswegs einheitlich gestaltet. Ein einheitlicher natürlicher Rand des Gebirges gegen die Poebene ist auf dem Südabhang der Ostalpen nur auf der Strecke vom Lago Maggiore bis Battaglia bei Padua vorhanden. Der dem Streichen der Faltenzüge folgende Gebirgsrand entfernt sich dabei östlich vom Gardasee immer mehr von den Centralalpen und geht in eine Ostsüdost-Richtung über. Zwischen Battaglia und Schio schneidet ein scharfer Bruch das Gebirge diagonal auf das Streichen der Falten ab. Die Fortsetzung des Gebirges ist jenseits dieses Bruches, den man mit der Thermenlinie von Wien in den Nordalpen vergleichen könnte, vollständig unter den jüngeren Bildungen der venetianischen Ebene versunken. Der Nordrand der venetianischen Ebene ist kein natürlicher, aus dem Abflauen der Falten gegen das Tiefland hervorgegangener Gebirgsrand, sondern die Grenze eines Senkungsfeldes, das durch den Einbruch eines seiner Struktur nach ursprünglich zu den Alpen gehörigen Gebirgs-

stückes gebildet wurde. Die Grenze des Senkungsfeldes greift unregelmässig in die an der Westseite Nordost streichenden alpinen Faltenzüge ein, die mit den dinarischen Faltenzügen des Karstlandes auf der Ostseite der venetianischen Ebene korrespondieren.

In Bezug auf ihre Struktur zeigt die südliche Kalkzone einen mannigfaltigeren Bau als die Nordkalkalpen. Der westlichste Abschnitt vom Lago Maggiore bis zum Lago d'Iseo bildet eine nur mässig gefaltete Region von Trias-, Jura- und Kreidesteinen, in denen an einzelnen Stellen, insbesondere nahe dem Rande gegen die Ebene, südwärts überschobene knieförmige Falten auftreten. Am Lago d'Idro nimmt eine der grössten Bruchlinien, die man in den Alpen kennt, die Judicarien-Linie ihren Anfang. An ihr schneidet das krystallinische Gebirge des Veltliner Hauptzuges von Roncone bis Meran im Osten an den mesozoischen Bildungen der Kalkalpen ab. Von Meran lässt sich die Judicarien-Linie in einer hakenförmigen Umbiegung nach Osten in das Pusterthal über Bruneck bis gegen Sillian verfolgen. Die granitischen Eruptivmassen des Kreuzberges im Ultenthale, des Iffingers und von Brixen sind auf der Bruchlinie hervorgetreten, deren Effekt in einem Absinken des östlich und südlich anstossenden Gebirgsteiles bestand. Die Sprunghöhe des Verwurfes, der auf der Strecke Roncone-Meran durch den Kontrast in der Physiognomie der aneinandergrenzenden Berge sich auch landschaftlich in sehr auffallender Weise zu erkennen giebt, darf an manchen Orten auf mindestens 2000 *m* geschätzt werden.

Durch das tiefe Eindringen der Judicarien-Linie in den Körper der Ostalpen erlangt die bis dahin auf einen schmalen Gürtel am Südabhange des krystallinischen Veltliner Hauptzuges beschränkte Kalkzone im Gebiete der Etschbucht eine sehr bedeutende Breite, die jene der nördlichen Kalkzone erheblich übertrifft. Im Osten der Etsch werden zwei weitere tektonische Elemente für den Bau der Zone massgebend. Das eine derselben ist eine ausgedehnte Platte von Porphyr, eines Eruptivgesteins der permischen Epoche. Die Platte oder Scholle des Quarzporphyrs von Bozen hat sich der Faltung gegenüber in hohem Grade widerstandsfähig erwiesen. Sie bildet eine von zahlreichen Verwerfungsbrüchen durchsetzte flache Mulde, die im Nordosten und Süden auf krystallinischen Gesteinen aufrucht, während sie im Westen und Osten von den Steilmauern des Kalkgebirges überragt wird. Die Porphyrplatte erscheint in der Plastik des Gebirges keineswegs von Tiefenlinien umgrenzt, vielmehr bildet sie selbst ein hydrographisches Centrum, dessen radial angeordnetes Flussnetz gegen die Gegend von Bozen convergiert. Unter dem südlichen Schichtenkopf der Porphyrplatte tritt als das zweite der für die Struktur der Kalkzone massgebenden tektonischen Elemente die krystallinische Masse der Cima d'Asta hervor, eine Ostnordost streichende Aufbruchswelle vom Lago di Caldonazzo bis Agordo bildend, die einen jüngeren, granitischen Intrusivkern enthält.

Der Bau des Etschbuchtgebirges, das zwischen den an der Judicarien-Linie gegen Osten abschneidenden Veltliner Hauptzug und den Westrand des Bozener Porphyrplateaus und des Asta-Massivs eingekeilt ist, wird von den drei genannten Elementen beeinflusst, die sich den faltenden Bewegungen gegenüber gewissermassen wie Stauungshindernisse verhalten haben. Es herrscht hier die Regel, dass die Falten stets nach der dem Stauungshindernisse entgegengesetzten Richtung überkippt sind, sozusagen von dem Stauungshindernisse wegblicken. So herrscht dem ganzen Ostrande des Judicarienthales entlang eine aus der Zerreissung von südostwärts überschlagenen Falten hervorgegangene Schuppenstruktur. In dem mittleren Teil der Etschbucht zählt man von der Judicarien-Linie bis zum Westrand des Asta-Massivs drei grosse Hauptfalten. Die westlichste bildet das breite Tonnengewölbe der Brenta-Kette. Dann folgt die nach Südost überschlagene Falte des Monte

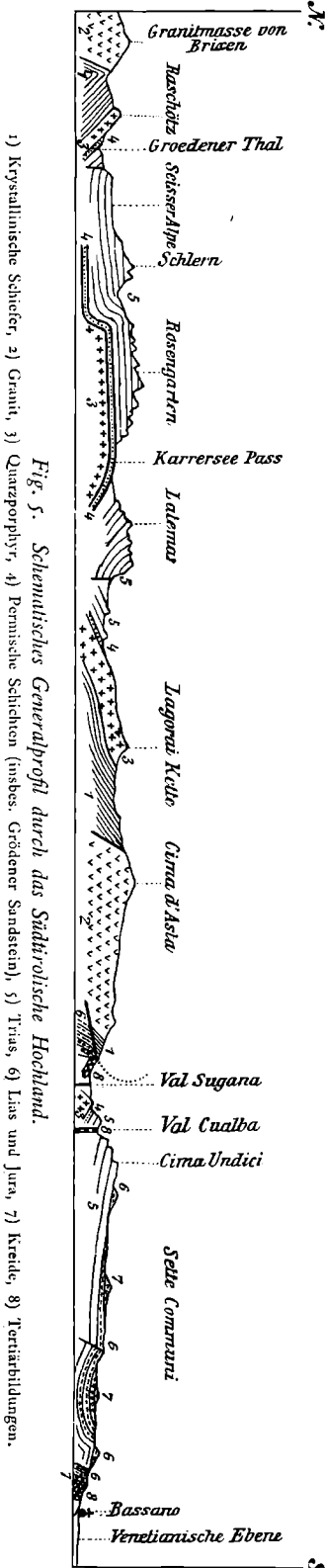
Gazza; endlich der Zug des Orto d'Abramo. Alle diese Falten zeigen das Nordost bis Nordnordost gerichtete Streichen der Judicarien-Linie. In der ganzen Etschbucht ist daher das Streichen der mesozoischen Schichten diagonal auf das Hauptstreichen der Ostalpen gerichtet. Nur die Kette des Orto d'Abramo fällt bereits in das Gebiet der Interferenz der im Sinne der Judicarien-Linie streichenden Falten mit jenen die durch den Südrand des Asta-Massivs in ihrem Verlaufe beherrscht werden. Die Hauptfalte des Orto d'Abramo-Zuges besitzt im Monte Baldo und Monte Bondone noch in ausgezeichneter Weise das judicarische Nordnordost-Streichen und ist nach Osten überkippt. Bei Trient aber biegt diese Falte in einer scharfen Drehung nach Osten um und wird zugleich nordwärts<sup>1)</sup> überkippt, indem sie in den Stauungsbereich des Asta-Massivs geräth. Dieser Übergang aus der judicarischen in die venetianische Faltungsrichtung wiederholt sich noch bei mehreren Falten, die die untere Etsch überschreiten. Der Charakter des Etschthales wechselt daher von Neumarkt bis Ala ungeachtet der gleich bleibenden Richtung des Flusslaufes. Nur von Neumarkt bis Lavis entspricht dasselbe einem echten Längenthal. Zwischen Trient und Ala dagegen ist das Thal wohl im Sinne der judicarischen Falten eingesenkt, schneidet diese jedoch an den Stellen, wo sie bogenförmig in das Westost gerichtete venetianische Streichen übergehen. Auch in seinem landschaftlichen Charakter weicht dieses Thalstück demzufolge von der nördlich und südlich anschliessenden Thalstrecke auffallend ab.

Das Etschbuchtgebirge ist eine Region ausgeprägter Faltungen. Das Gleiche gilt von der venetianischen Voralpenzone im Süden der Asta-Masse. Im Etschbuchtgebirge sind die Falten in der Regel nach Ostsüdost und Südost, in den venetianischen Voralpen nach Süden gegen die Ebene zu überstürzt. Die krystalinische Masse der Cima d'Asta selbst ist an ihrem Südrande über Sedimente von viel jüngerem Alter — Jura und Kreide — hinaufgeschoben. An der Zusammensetzung des Etschbuchtgebirges nehmen vorwiegend Trias und Jura, untergeordnet auch Kreide und alttertiäre Bildungen, an jener der venetianischen Voralpenzone vorwiegend Jura, Kreide und Tertiär Anteil. Eine scharfe Discordanz, wie sie in den Nordkalkalpen die Gosaubildungen der oberen Kreide allen älteren Schichten gegenüber charakterisiert, fehlt innerhalb der Faltungsregion des westlichen Abschnittes der südlichen Kalkzone. Eine bedeutende Verbreitung bei reicher Gliederung gewinnen ältere Tertiärlagerungen in dem durch den Gebirgsrand Verona—Battaglia und die Bruchlinie von Battaglia—Schio eingeschlossenen, dreieckigen Raume des vicentinischen Berglandes. Hier haben während der Tertiärzeit grosse vulkanische Eruptionen stattgefunden. Riesige basaltische Lavaströme sind in den vicentinischen Alpen und den Mti. Berici gefördert worden, während in den Euganeen bei Padua ein trachytischer Vulkan (Monte Venda) von den Dimensionen des Aetna aufgeworfen wurde. In den mässig gefalteten Ketten des vicentinischen Berglandes macht sich eine Interferenz der judicarischen und venetianischen Streichrichtung bemerkbar.

Einen wesentlich anderen Charakter besitzt das der grossen Porphyryplatte von Bozen aufgelagerte Triasgebirge, das die unter dem Namen der »Dolomite von Südtirol« bekannte Region des Südosttirolischen Hochlandes umfasst. In diesem Gebiete spielen Faltungen in der Regel nur eine untergeordnete Rolle, während Verwerfungsbrüche das Grundlelement des Gebirgsbaues bilden. Steile, mit Überschiebungen kombinierte Aufrichtung der Schichten ist auf einige, räumlich wenig ausgedehnte Abschnitte (Marmolata, Dürrenstein) beschränkt. Flache Lagerung herrscht in den grossen Kalk- und Dolomitstöcken vor, während allerdings die

<sup>1)</sup> Eine Ausnahmserscheinung, da sonst die Falten am Südrande des Asta-Massivs in der Regel südwärts überschoben sind.





weichen, plastischen Tuff- und Mergelbildungen an der Basis der letzteren stark zerknittert und zusammengeknetet sind. Auf diesem Wechsel von Tuff- und Mergel-sedimenten mit lokal zu grosser Mächtigkeit anschwellenden und seitlich auskeilenden Dolomitmassen (Schlern-dolomit) beruht die landschaftliche Mannigfaltigkeit des südosttirolischen Hochlandes und die Isolierung der einzelnen Dolomitstöcke durch tief eingreifende, mit dem Schmucke einer üppigen Alpenvegetation gezierte Buchten und Hochflächen (Seisser Alpe, Bucht von St. Cassian-Buchenstein, Hochfläche von Zoldo). Während in den mesozoischen Ablagerungen der Nordalpen Eruptiv-gesteine nur sehr untergeordnet auftreten, war die Zeit der mittleren Trias in Südtirol die Phase gewaltiger Eruptionen von Augitporphyren und Melaphyren. Die Ablagerung eines Teiles der Dolomitstöcke (z. B. der Marmolatakalk und Latemarkalk) ist jenen Eruptionen vorangegangen, durch die bedeutende Massen von Laven und Tuffen gefördert wurden. Seine grösste Ausdehnung jedoch erreichte das Verbreitungsgebiet des Schlerndolomits erst nach dem Abschlusse der Eruptionsepoche. Die kühnen Berggestalten des westlichen Abschnittes der Dolomitregion, Geisslerspitzen, Langkofel, Rosengarten, Palagruppe, bestehen aus Schlerndolomit. Ihre phantastischen Formen sind natürlich ausschliesslich ein Werk der atmosphärischen Erosion. In den Ampezzaner Bergen ist nicht mehr der Schlerndolomit, der hier nur den Sockel des Gebirges bildet, sondern der jüngere, obertriadische Dachsteinkalk das formengebende Element. Aus ihm bestehen die tausendfach gebänderten, durch ihre Schichtung von den prallen Dolomitmauern des Langkofelstockes so auffallend abweichenden Wände des Pelmo, des Monte Cristallo, der Drei Zinnen und der Berge des Sextenthales. Neben den Kalken, Tuffen und Mergeln der Triasformation spielen jüngere mesozoische Ablagerungen nur eine ganz untergeordnete Rolle. Seit der Zeit der oberen Kreide ist das südosttirolische Hochland wohl dauernd vom Meere frei geblieben, das die Region der venetianischen Voralpen und des Etschbuchtgebirges noch während der ganzen älteren Tertiärzeit überflutete.

Der durch das Vorherrschen von Brüchen und durch ein wohl mit der Entwicklung so ungewöhnlich mächtiger Massen von Triasdolomiten und Dachsteinkalken zusammenhängendes Zurücktreten der Faltungen charakterisierte Hauptstamm der südlichen Kalkzone setzt sich mit Westost-Streichen über die Friulaner Hochalpen, die Julischen Alpen (Triglavgruppe) und Steiner Alpen fort und klingt in einer Reihe von parallelen Faltenzügen aus, von denen einzelne sich

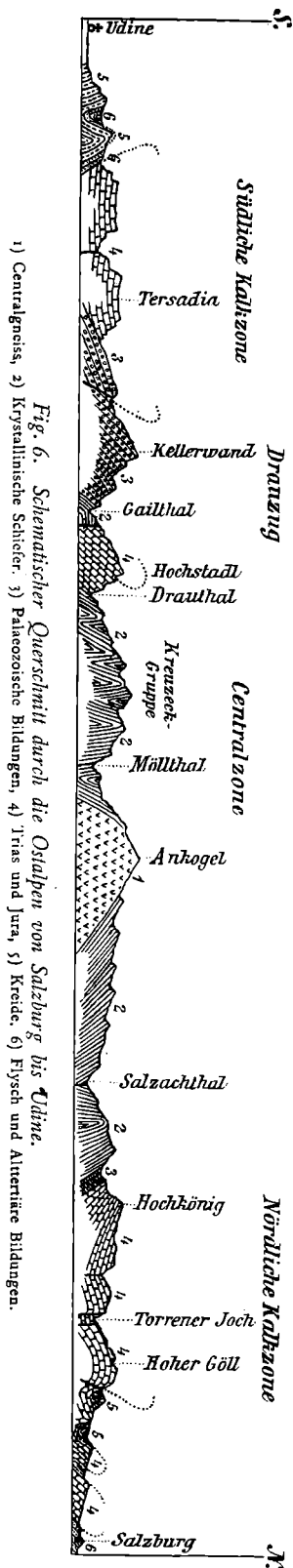
weit in die kroatische Ebene erstrecken. Zwischen den Julischen und Steiner Alpen ist der Zusammenhang durch das Senkungsfeld von Laibach, den wiederholten Schauplatz heftiger Erderschütterungen, unterbrochen. Die den östlichsten Abschnitt des Hauptstammes der Südalpen darstellenden Ketten des Savsystems bestehen im Gegensatze zu den westlich anschliessenden Gebirgsteilen aus enge gedrängten, steil gestellten Falten obercarbonischer und triadischer Sedimente, die durch Tertiärbuchten von einander getrennt werden und in intensiv gefalteten Bildungen jungtertiären Alters nach Osten austreichen. Drei Phasen gebirgsbildender Bewegungen sind hier deutlich erkennbar. Grosse Brüche und Schollensenkungen, die die Grundlage für die Struktur des Gebirges abgaben, eröffneten während der älteren Tertiärzeit den Raum für ein Eingreifen des oligocänen Meeres. Mit der Bildung neuer Bruchspalten erfolgte am Beginne der Miocänzeit die Eruption bedeutender Massen von andesitischen Laven. Faltende Bewegungen ergriffen endlich die gesamte Schichtreihe mit Einschluss der sarmatischen Stufe während der jüngsten Époche der Tertiärzeit.

So bildet das Bachergebirge eine sehr auffallende Grenzscheide in der Entwicklung der Ostalpen. Nördlich vom Bacher sind die Ostalpen an ihrem Rande gegen die pannonische Niederung durch scharfe Einbrüche begrenzt, und miocäne Meeresbildungen lehnen sich an diesen Rand in flacher Lagerung an. Südlich vom Bacher laufen die alpinen Falten unbehindert in die Ebene aus, und die miocänen Schichten, die nördlich vom Bacher flach liegen, haben noch an den gebirgsbildenden Bewegungen teilgenommen und sind durch dieselben steil aufgerichtet worden.

Als die Reste alter Centralkerne des Hauptstammes der südlichen Kalkzone sind wahrscheinlich auch die kroatisch-slavonischen Inselgebirge aufzufassen, die ostwärts an der Fruska Gora in Syrmien ihr Ende erreichen.

Von dem Westost streichenden Hauptstamme der südlichen Kalkzone wird die zumeist aus Jura-, Kreide- und Tertiärgesteinen bestehende venetianische Faltungszone durch eine Störung getrennt, deren Westhälfte man als Belluno-Linie, deren Osthälfte man als Isonzo-Linie bezeichnet, und die als ein wahrer periadriatischer Bruch sich vom Südrande des Asta-Massivs bis gegen den Rand des Senkungsfeldes von Laibach verfolgen lässt. Entlang dieser Linie ist auf weite Strecken der nördliche Gebirgsteil über den im Süden vorliegenden geschoben, so z. B. die ganze Triasscholle der Julischen Alpen über die Südost streichenden Faltenzüge der Umgebung von Tolmein und Idria, die bereits dem dinarischen System des Karstlandes angehören. Das Gebiet der österreichischen Küstenländer besteht aus solchen Südost streichenden Faltenzügen, die sämtlich gegen das Adriatische Meer, also gegen Südwest, überkippt sind. Es gehen jedoch die dinarischen Falten der Karstländer vollständig über in jene der venetianischen Faltungszone, so dass eine Grenze zwischen beiden mit Rücksicht auf ihre Struktur nicht ermittelt werden kann. Beide sind miteinander ebenso innig verbunden, als die ostalpine Flyschzone mit den Kalkalpen der Nordostschweiz. Die dinarischen Ketten, die das Ostufer der Adria begleiten, sind ebensogut nur ein von dem Hauptstamme sich ablösender Zweig des Alpensystems, wie der Apennin oder die Karpathen. Das Adriatische Meer selbst ist eine jugendliche Bildung. Das ganze von demselben eingenommene Gebiet war noch während der jüngeren Tertiärzeit festes Land und wurde erst während der Pleistocänzeit durch Einbrüche unter den Meeresspiegel versenkt.

Aus der gedrängten Skizze, in der ich hier eine Übersicht der wichtigsten Grundlinien des Baues der Ostalpen zu geben versucht habe, mussten naturgemäss alle jene zahlreichen Details ausgeschieden werden, die das an sich keineswegs



einfache Bild des Bauplanes noch complicierter erscheinen lassen würden. Je tiefer man in das Studium der Struktur der Alpen eindringt, desto schwieriger will es gelingen, die Mannigfaltigkeit der Einzelercheinungen auf einige wenige, einfache Grundformeln zurückzuführen. Als eines der wichtigsten Ergebnisse neuerer Untersuchungen tritt immer schärfer die Thatsache hervor, dass die Ostalpen wiederholt aufgebaut, zusammengebrochen, eingeebnet und wieder aufgebaut worden sind. Im Obercarbon lernten wir eine erste Phase intensiver Gebirgsbildung kennen, aber das zu jener Zeit entstandene Gebirge ist schon während der Triasperiode so vollständig zerstört worden, dass das Triasmeer den grössten Teil der Centralalpen wieder überflutete. Eine zweite Aufrichtung erfuhren die Ostalpen zur Zeit der mittleren Kreide, der dritten, die sich an der Wende der Oligocän- und Miocänzeit und auch noch während der letzteren selbst vollzog, verdanken sie ihre gegenwärtige Struktur.

Es zeigt sich ferner, dass die Ostalpen nicht in dem Sinne symmetrisch gebaut sind, dass gleichartige Sedimentgürtel zu beiden Seiten einer axialen Centralzone einander entsprechen. Der Drauzug findet auf der Nordseite der Centralalpen kein Analogon und der Südrand der Ostalpen bildet keine stetige, durch die Grenze der Faltungsregion gegen das ungefaltete Vorland bedingte Linie, wie der nördliche Randsaum der Alpen vom Salève bei Genf bis zum Kahlengebirge. Die Umrisse dieses Südrandes sind vielmehr durch jüngere Einbrüche bestimmt und die Südalpen selbst unregelmässiger und mannigfaltiger zusammengesetzt als die Nordalpen. Der stärkeren Zertrümmerung des gefalteten Gebirges durch spätere Einstürze in den Südalpen entspricht in verschiedenen Epochen der Erdgeschichte eine erhöhte vulkanische Thätigkeit, von der die Nordalpen nur vereinzelte Spuren aufweisen.

Ein Meister alpinen Geologie hat den Ausspruch gethan, alle unsere Versuche, die Entstehung der Alpen und der grossen Kettengebirge, überhaupt zu erklären, seien nichts als Produkte des Wanderns von Irrtum zu Irrtum. Gewiss ist, dass die Meinungen über diesen Gegenstand im Laufe der letzten Jahrzehnte sich erheblich geändert haben, und dass wir insbesondere von einer klaren Einsicht in das Wesen der Mechanismus der Gebirgsbildung zu Grunde liegenden Kraft noch ziemlich weit entfernt sind.

Die ältere Ansicht, dass die Gebirge durch eine vertikal von unten nach oben gerichtete Kraft gehoben worden seien, hat in demselben Masse ihre Anhänger verloren, als gezeigt werden konnte, dass jene feurig-flüssigen Gesteinsmassen, deren Empordringen an die Oberfläche man als Ursache der Hebung und Auseinanderpressung der Schichten betrachtete, sich den gebirgsbildenden Bewe-

gungen gegenüber selbst passiv verhielten und von den letzteren in gleicher Weise wie die sedimentären Gesteine betroffen wurden. Die Mehrzahl der Forscher neigt gegenwärtig der Ansicht zu, dass die Ursache der Aufrichtung der Kettengebirge in einer tangential wirkenden Kraft zu suchen sei, durch die die oberen Schichten der Lithosphäre zu Falten aufgestaut werden, wobei allerdings auch eine wirkliche Hebung der Schichten über das Niveau ihrer ursprünglichen Ablagerung als Consequenz der Faltung stattfindet. Die Faltenbildung selbst ist die Folge einer Verminderung des Volumens der Erde durch Abkühlung (Contractionshypothese). Durch die Erkaltung der Erde verkürzt sich im Laufe langer Zeiträume der Radius des Erdkörpers. Dadurch entstehen an zahlreichen Stellen Einbrüche, unter denen die tiefsten von den Oceanen erfüllt sind, an anderen Stellen legen sich die durch die Schrumpfung zu gross gewordenen Teile der Rinde in Falten, um sich dem verkleinerten Erdkern anpassen zu können. Solchen gefalteten Teilen der Lithosphäre entsprechen die Alpen. Aber auch in dem gefalteten Gebirge selbst finden Einstürze statt und die zusammenbrechenden Stücke werden in späteren Zeiträumen neuerdings gefaltet. In den Ostalpen sind mindestens drei Phasen eines solchen Aufbaues, Zusammenbruches und Wiederaufbaues nachweisbar. Dort, wo die Falten während der Phasen unterbrochener Gebirgsfaltung von Verwerfungen zersplittert und eingesunken sind, sind an den Störungen vulkanische Massen emporgedrungen.

Neben der Contractionshypothese, die in den meisten modernen Theorien der Gebirgsbildung in der verschiedensten Form und Anwendung wiederkehrt, hat in neuester Zeit, insbesondere unter den amerikanischen Forschern ein anderes, gewöhnlich unter dem Namen der isostatischen Theorie zusammengefasstes System von Lehrmeinungen Geltung erlangt. Diese Theorie geht von der Anwesenheit mächtiger Sedimentablagerungen in den Kettengebirgen aus. Durch die dem Festlande entnommenen und an dessen Küstensaume abgelagerten Sedimente wird das Gleichgewicht der Erdkruste gestört und es sollen zur Herstellung desselben Bewegungen eingeleitet werden, die gegen das Festland gerichtet sind und zur Bildung von Falten parallel dem Rande des Festlandes Anlass geben. Auf diese Weise gliedern sich einer einmal bestehenden Centralkette fortwährend neue, jüngere Ketten in parallelen Zonen an.

Eine Anwendung der isostatischen Theorie auf die Ostalpen würde kaum zu überwindenden Schwierigkeiten begegnen. Einmal bedeuten in den Ostalpen die einzelnen Faltungsphasen keineswegs nur die Angliederung je einer neuen Kette am Nord- und Südrande des Gebirges, sondern es wurden dabei stets auch die gesamten schon früher gefalteten Teile der Ostalpen nochmals von gebirgsbildenden Bewegungen ergriffen. Die tektonischen Bewegungen der jüngeren Tertiärzeit finden nicht nur in der Flyschzone, dem Etschbuchtgebirge und der venetianischen Voralpenzone, sondern auch in den beiden Kalkzonen, dem Drauzuge und der Centralzone ihren Ausdruck, also in jener Centralkette selbst, die durch ihre Entlastung von Sedimenten nach der Meinung der Vertreter der isostatischen Lehre den Anlass zu dem Andrängen der Uferbildungen in »Gleitfalten« gab. Es hat aber vor der cretacischen Faltung eine solche Centralkette wahrscheinlich überhaupt nicht bestanden, da während der Trias- und Jurazeit — vielleicht sogar noch während der Epoche der unteren Kreide — der grösste Teil der Centralalpen vom Meere überflutet war, ein grösseres Festland, das die Faltung der Uferbildungen hätte anregen können, daher kaum existiert haben dürfte.

Ebensowenig als die isostatische Theorie haben vereinzelte Versuche, die Gebirgsbildung in anderer Weise zu erklären (z. B. die Expansionstheorie von Mellard Reade oder Reyer's Gleitfaltung) die Contractionstheorie zu verdrängen vermocht.

Unter den modernen Forschern hat insbesondere Eduard Suess die Contractionstheorie durch neue Gesichtspunkte bereichert, weiter entwickelt und ausgebaut. Suess hat auf die Bedeutung der starren, den Alpen vorliegenden Teile der Erdkruste für die Entwicklung der alpin-karpathischen Falten hingewiesen und die Meinung ausgesprochen, die Alpen und die grossen Faltengebirge überhaupt seien durch einen einseitigen tangentialen Schub aufgerichtet worden. Indem er glaubte, dass die Richtung, nach der die Falten überschoben seien, auch die Richtung der Massenbewegung selbst anzeige, schloss er aus jenen zahlreichen Stauungserscheinungen auf der Nordseite der Ostalpen, die eine Anpressung der alpinen Falten an das starre Böhmisches Massiv verraten, auf eine Entstehung der gesamten Ostalpen durch die Aneinanderschweissung einzelner, nach Ostentfächerförmig auseinandertretender Gebirgszonen infolge eines einseitigen, nach Norden gerichteten Schubes. Obwohl die Lehrmeinung von der Entstehung der Faltengebirge durch einseitigen Schub der blendenden Darstellungweise ihres Autors eine sehr grosse Zahl von Anhängern verdankt, ist sie doch der Fülle neuerer widersprechender Beobachtungen in den Ostalpen gegenüber kaum aufrecht zu erhalten. Die Richtung der Falten auf der Südseite der Alpen spricht ebenso entschieden für eine südwärts gerichtete Massenbewegung, als jene der Falten auf der Nordabdachung des Gebirges für eine nach Norden gerichtete Bewegung in den äusseren Teilen der Erdkruste. Seitdem der Nachweis erbracht ist, dass die dinarischen Falten der österreichischen Küstenländer integrierende Bestandteile des Alpensystems sind, fallen die von Suess supponierten Unterschiede einer convexen, durch Faltungen charakterisierten Aussenseite und einer concaven, durch das Vorherrschen von Einbrüchen gekennzeichneten Innenseite der Ostalpen zusammen. Denn die Innenseite der Ostalpen ist gleichzeitig die Aussenseite der dinarischen Faltungen.

In Anbetracht der Argumente, welche der Bau der Ostalpen gegen die Theorie der Gebirgsbildung durch einen einseitigen Schub liefert, dürfte es den Thatsachen besser entsprechen, sich die Entstehung der Alpen durch Zusammenpressung zwischen zwei relativ starren Schollen der Erdkruste vorzustellen, die sich den faltenden Bewegungen gegenüber widerstandsfähiger verhielten als jene Region, die heute die Ostalpen einnehmen. Dabei wird man wohl mit Heim anzunehmen haben, dass die Richtung der Überfaltung in erster Linie von lokalen und Widerstands-Ungleichheiten und insbesondere von dem Verlaufe der älteren Falten abhängt, denen sich die jüngeren in der Regel anschmiegen.