

Richter · Grundriß der Geologie der Alpen

Grundriß der Geologie der Alpen

Dieter Richter



1974

Walter de Gruyter · Berlin · New York

Prof. Dr. Dieter Richter

Leiter des Laboratorium für Technische Gesteinskunde und
Ingenieurgeologie der Fachhochschule Aachen

Geologisches Institut der R.W.T.H. Aachen

Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Frankfurt

Das Buch enthält 101 Abbildungen, 6 Tabellen
und 2 Tafeln

© Copyright 1973 by Walter de Gruyter & Co., vormals G. J. Göschen'sche Verlags-
handlung – J. Guttentag, Verlagsbuchhandlung – Georg Reimer – Karl J. Trübner
– Veit & Comp., Berlin 30. – Alle Rechte, insbesondere das Recht der Vervielfältigung
und Verbreitung sowie der Übersetzung, vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in
irgendeiner Form (durch Photokopie, Mikrofilm oder ein anderes Verfahren) ohne
schriftliche Genehmigung des Verlages reproduziert oder unter Verwendung elektro-
nischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Printed in Germany.
– Satz: IBM-Composer, Walter de Gruyter – Druck: Mercedes-Druck, Berlin 61 –

ISBN 3 11 002101 3

Vorwort

Die Majestät und einmalige Schönheit der Alpen werden für den naturverbundenen Menschen immer wieder zu einem tiefen und unvergeßlichen Erlebnis. Wie kaum eine andere Wissenschaft ist in diesem Gebirge die Geologie allgegenwärtig. Deshalb ist es nicht verwunderlich, daß sich die geologische Wissenschaft schon früh mit den Alpen beschäftigte, wobei seit über 100 Jahren eine rege Forschungstätigkeit zu verzeichnen ist. Besonders in den letzten Jahrzehnten hat diese rasche Fortschritte gemacht, so daß heute viele neue stratigraphische und tektonische Ergebnisse vorliegen, die es erlauben, die Gebirgsbildung der Alpen in Raum und Zeit zu rekonstruieren.

An dieser Stelle möchte ich hervorheben, daß das vorliegende Buch kein Lehrbuch sein soll, da es weniger und zugleich mehr bieten und anders sein will. Weniger, indem es nicht den Anspruch erhebt, eine vollständige Übersicht über die Arbeitsrichtungen, Methoden sowie einzelnen Ergebnisse der jüngsten Untersuchungen zu geben und alle Bereiche gleichwertig zu behandeln, mehr, weil es dem mit der alpinen Geologie nicht vertrauten Fachgenossen und dem Studenten in allgemeinverständlicher Form die großen Zusammenhänge, Leitgedanken und Probleme näherbringen möchte, und insofern anders, als der Verfasser seine eigenen Kenntnisse und Vorstellungen mit denen anderer Kollegen verknüpft und verarbeitet hat, wobei bekannte Befunde verschiedentlich eine neue Deutung erfahren haben. Somit will das Buch auch zur Kritik und Prüfung bisheriger Aussagen anregen.

Wegen des knappen Umfangs wird im Text nur auf wenige grundlegende Arbeiten hingewiesen. Im Schriftenverzeichnis ist die wichtigste Literatur angegeben. Umfassende Literaturzusammenstellungen findet man in den Werken von CADISCH, GWINNER und TOLLMANN. Herrn Prof. Dr. G. SPAETH, Aachen, danke ich für viele Anregungen und die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie Herrn Prof. Dr. P. GIESE, Berlin, für die Überlassung noch unveröffentlichter Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen. Dank gebührt auch dem Verlag, der sich den vielen Wünschen des Verfassers immer aufgeschlossen gezeigt hat. Allen Vorgängern, Kollegen und Kameraden die sich oft unter schwerem körperlichen Einsatz um die Aufhellung der komplizierten alpinen Probleme bemüht haben, sowie auch besonders meinem Vater, dem ich die Begeisterung für die Forschung in den Alpen verdanke, sei dieses Buch gewidmet.

Aachen, im Juli 1971

DER VERFASSER

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	V
A. Einleitung	1
B. Beschreibung der einzelnen geologischen Zonen der Alpen	7
I. Die Externzone	7
1. Die kristallinen Massive der Westalpen	7
a) Das Aar-Massiv	9
b) Die Urseren-Garvera-Zone	14
c) Das Tavetscher Zwischenmassiv	14
d) Das Gotthard-Massiv	16
e) Die übrigen Kristallinmassive	17
2. Das Helvetikum	20
a) Die helvetische Schichtenfolge	20
α) Karbon	21
β) Perm	21
γ) Trias	23
δ) Jura	24
ε) Kreide	29
φ) Tertiär	35
b) Das Ultrahelvetikum	36
c) Der tektonische Bau des Helvetikums	38
d) Der Bewegungsablauf im Helvetikum und die Mechanik der Deckenbildung	54
3. Das Deckgebirge der Externzone in den französischen Westalpen	56
II. Der Flysch und seine Fazies	59
III. Das Penninikum	60
1. Die penninische Schichtenfolge	61
a) Karbon	61
b) Perm	63
c) Trias	64
d) Jura und Kreide	64
2. Der tektonische Bau des Penninikums in der Schweiz	67
3. Der Nordrand des Penninikums	70
4. Die penninische Wurzelzone	72
5. Die Fortsetzung des Penninikums nach Süden	74
6. Das südliche Ende der Westalpen	76
7. Die penninischen Flysch-Zonen der Westalpen	77
8. Die penninischen Decken im Chablais und in den Préalpes romandes	79
a) Die Klippen-Decke (Nappe des Préalpes médianes)	80
b) Die Brekzien-Decke (Nappe de la Brèche)	81
c) Die Simmen-Decke	84
9. Die Klippen der Zentral- und Ostschweiz	85
10. Abschließende Betrachtung des Penninikums in den Westalpen	87

11. Die penninischen Decken am Westrand der Ostalpen	89
a) Die Falknis-Decke	89
b) Die Sulzfluh-Decke	89
c) Die Platta-Decke	91
d) Die Arosa-Decke	91
e) Die Herkunft der penninischen Decken am Westrand der Ostalpen	94
12. Das Penninikum in den Fenstern der Oberostalpinen Masse	95
a) Das Fenster von Nüziders	95
b) Das Fenster von Gargellen	95
c) Das Unterengadiner Fenster	95
d) Das Tauern-Fenster	99
e) Die penninischen Fenster am Alpen-Ostrand	102
13. Die penninische Flyschzone am Nordrand der Kalkalpen	102
a) Die Feuerstätter-Decke	102
b) Die Hauptflysch-Decke	105
c) Die Herkunft der Flysch-Einheiten	107
d) Die tektonische Stellung der Hauptflysch-Decke	108
IV. Das Ost- und Südalpin	109
1. Die ostalpinen Fazieszonen	109
2. Die faziellen Beziehungen zwischen Südpenninikum und Unterostalpin	110
3. Das Unterostalpin	110
a) Die Err- und Bernina-Decke	110
b) Die Dent Blanche-Decke	111
c) Das Unterostalpin in den Fenstern der Oberostalpinen Masse	111
α) Das Tauern-Fenster	111
β) Das Unterostalpin am Ostrand des Oberostalpins	112
4. Das „Mittelostalpin“	114
5. Das Oberostalpin (Oberostalpine Masse) und die Südalpen	114
a) Die Gesteinsfolgen der oberostalpinen und südalpinen Sedimentationszone	115
α) Das Kristallin der Oberostalpinen Masse	115
β) Das Kristallin der Südalpen	118
γ) Die Stratigraphie der sedimentären Serien	118
Vor-permisches Paläozoikum	118
Perm	119
Trias	122
Jura	129
Kreide	132
Tertiär	134
b) Der tektonische Bau der Oberostalpinen Masse	134
α) Tektonische Stellung und Herkunft der Oberostalpinen Masse	135
β) Der Baustil der Nördlichen Kalkalpen	136
Der westliche Bereich der Nördlichen Kalkalpen	136
Der östliche Bereich der Nördlichen Kalkalpen	147
Der Nordrand der Kalkalpen	149
γ) Der Baustil der Zentralalpen	155
δ) Das Westende der Ostalpen	159
e) Das Ostende der Ostalpen	161
c) Die Insubrische Linie und die Periadriatischen Intrusiva	161
d) Die Südalpen	163
e) Die Südalpen/Dinariden-Grenze	168

V. Die Molasse-Zone am Nordrand der Alpen	169
VI. Das Innere Wiener Becken	177
VII. Flysch und Molasse am Südrand der Alpen	178
C. Junge Hebung und Oberflächen-Gestaltung der Alpen	181
D. Der Bau der Alpen im Licht der jüngsten geophysikalischen Forschungsergebnisse	183
I. Ostalpen-Profil	183
II. Profil Ost/Westalpen-Grenze	185
III. Westalpen-Profil	186
IV. Zusammenhänge zwischen tektonischem Stil und der Krustenstruktur der Alpen	187
E. Die Theorien der alpidischen Gebirgsbildung	189
F. Schriftenverzeichnis	193
Sachregister	201
Ortsregister	211

A. Einleitung

Die geologische Karte von Mitteleuropa zeigt, daß die Alpen eine besondere Lage einnehmen. Sie schließen sich unmittelbar an den Südrand der Süddeutschen Großscholle an, d. h. an jenen Raum, der als Moldanubische Zone seine letzte durchgreifende Formung in der Variszischen Tektogenese erhielt. Wie eine Mauer riegeln die Alpen die Süddeutsche Großscholle nicht nur morphologisch, sondern auch tektonisch nach Süden ab. Ihre internen und südlichen Teile sowie die Bereiche jenseits der Alpen lassen sich gesteinsmäßig und strukturell überhaupt nicht mehr mit der Süddeutschen Großscholle vergleichen. Dies beruht darauf, daß die Alpen aus der Tethys¹, d. h. aus jenem großen zentralen Gürtelmeer hervorgegangen sind, welches die Nord- und Südkontinente seit dem Ober-Kambrium durch die Erdgeschichte hindurch immer wieder getrennt hat und dessen letzter Rest das heutige Mittelmeer darstellt. Die Alpen entstanden im nördlichen europäischen Teil der Tethys und ihre Externzone vermittelt daher den Übergang von den geosynklinalen Serien zum nach-variszischen Sedimentmantel der Süddeutschen Großscholle.

Es ist aber nicht möglich, die Gesteine der Süddeutschen Großscholle vom Schwarzwald, von der Schwäbischen Alb oder dem Böhmerwald aus nach Süden unmittelbar in die Alpen hineinzuverfolgen, weil sie weit vor deren Nordrand unter die tertiären Schichten der Molasse-Senke (vgl. S. 169 ff.) absinken und in den Alpen nicht in der gleichen Ausbildung wieder zum Vorschein kommen. In einer etwas günstigeren Lage ist man jedoch, wenn man von den Vogesen ausgeht. Ihr kristalliner Sockel wird nach Süden von mesozoischen Schichten überdeckt. Diese Abfolge, die noch in Schwaben eine flache Schichtlandschaft aufbaut, ist in Frankreich und der Schweiz gefaltet und bildet hier den Faltenjura. Dieser biegt südwestlich des Genfer Sees scharf nach Süden um, überquert die Rhone und legt sich mit seinen hier noch vorhandenen zwei Hauptfalten an den Saum der morphologischen Westalpen an. Die Jura-Ketten werden damit Bestandteile des alpinen Gebirges, so daß man etwa bei Grenoble schon keine Trennung mehr in Faltenjura und die „Chaînes subalpines“ vornehmen kann. Man kommt also hier im Faltenjura mit den Gesteinen der Süddeutschen Großscholle an die orographischen Alpen heran; in tektonischer Hinsicht befindet man sich allerdings immer noch im Vorland (vgl. S. 57 ff.). Zwischen dieser Verknüpfungsstelle und dem Rhone-Quertal im Nordosten ist die mesozoische Schichtenfolge zwar gefaltet, jedoch weiterhin mit dem variszischen Sockel verbunden und damit autochthon. Erst nordöstlich der Rhone tritt man mit raschem Übergang in eine in tektonischer Hinsicht eigenständige Zone ein, die sich nach Nordosten weiter in die Schweizer Alpen verfolgen läßt. Ihre Gesteinsausbildung erinnert noch in vielen Zügen an die Fazies der Schwäbisch-Fränkischen Alb bzw. des Schweizer Juras. Trotz solcher Gemeinsamkeiten hat man faziell und tektonisch die Süddeutsche Großscholle verlassen und steht im alpinen Kettengebirge. Daher wurde diese Einheit mit einer eigenen Bezeichnung belegt und wegen ihres Hauptverbreitungsgebietes in der Schweiz *Helvetische Zone* oder *Helvetikum* genannt. Da die Helve-

¹ Tethys = Gattin des Okeanos

tische Zone noch eine gewisse Übereinstimmung mit Trias, Jura und Kreide des Jura-Gebirges aufweist, ergibt sich, daß die Gesteine des helvetischen Faziesbereiches auf dem nördlichen bzw. nordwestlichen Schelf der Tethys zum Absatz gekommen sind.

Verläßt man die Helvetische Zone im Bereich östlich des Rhone-Quertales nach Südosten, oder im Rhein-Tal von Chur nach Süden, so tritt man unvermittelt in ein Areal mit ganz anderen Gesteinen ein, die mit scharfer tektonischer Grenze beginnen und die nicht mehr mit den mio-geosynklinalen² Schelfablagerungen der Helvetischen Zone verwandt, sondern die in einem Sedimentationsraum eigener Stellung in der alpinen Geosynklinale zum Absatz gekommen sind. Sie unterscheiden sich nicht nur durch ihre eugeosynklinale Fazies vom Helvetikum, sondern fallen auch dadurch auf, daß sie eine ausgedehnte Metamorphose erfahren haben; der Primärcharakter der Sedimente ist somit nur noch schwer erkennbar. Solche kristallinen Gesteine sind vor allem in den Penninischen Alpen zu finden, und so nennt man diese Zone die *Penninische Zone* oder *Penninikum*.

Das Penninikum bildet die axiale Zentralzone der Alpen, die etwa bei Genua beginnt, sich durch die Westalpen fortsetzt, den Rhein überschreitet und in die Ostschweiz hineinzieht. Man findet sie dann in den Ostalpen im Unterengadin wieder, weiterhin in den Hohen Tauern und zuletzt am Ostrand der Alpen.

Südlich der Penninischen Zone schließt sich ein Gesteinsbereich an, der einen durchaus mediterranen Charakter hat. So ist insbesondere die Trias sehr mächtig entwickelt und erinnert zusammen mit dem Jura bereits an die Gesteine des Balkans oder teilweise auch an diejenigen des Apennins. Es handelt sich um Ablagerungen in einem neuen Faziesraum, und es bestehen kaum noch Vergleichsmöglichkeiten zum Penninikum, geschweige denn zur Helvetischen Zone. Das Kennzeichen dieser Fazies sind die mächtigen karbonatischen Serien der bayrisch-österreichischen Kalkalpen, der Südtiroler Dolomiten oder der Luganer Alpen. Da derartige Kalkgesteine vorzugsweise in den Ostalpen auftreten, wird die Zone *Ostalpine Zone* oder *Ostalpin* genannt.

Diese Großgliederung, die man in den Alpen vornehmen kann, ist natürlich zunächst noch sehr grob, da die einzelnen Fazieszonen verschiedentlich durch Übergänge miteinander verbunden waren. Die alpine Tektonik hat solche Zusammenhänge zerrissen, und so besteht eine Aufgabe des vorliegenden Buches darin, die ursprüngliche Lage der Faziesräume zu rekonstruieren.

Die geologischen Bearbeitungen in den Alpen seit der Jahrhundertwende haben gezeigt, daß diese nicht nach dem Schema eines normalen Faltengebirges gebaut sind. Sie lassen sich keineswegs mit dem Rheinischen Schiefergebirge oder mit dem Modellgebirge des Schweizer Juras vergleichen. Beispielsweise hat man sehr frühzeitig entdeckt, daß im Chablais, der Gebirgszone unmittelbar südlich des Genfer Sees, und in ihrer Fortsetzung zwischen Rhone-Quertal und Thuner See, den *Préalpes romandes*, Schichtenfolgen auftreten, die sich völlig von den sich unter ihnen befindlichen und in ihrer Umgebung vorhandenen Serien unterscheiden. Dieses Gebirge der Chablais und der *Préalpes romandes* (Präalpen) gehört nach seiner Gesteinsausbildung überhaupt nicht in diese Gegend; seine Schichtenfolgen liegen als Fremdkörper auf der Molasse, d. h.

² Mioeugeosynklinale = landnahe Randgebiete einer Geosynklinale
Eugeosynklinale = Haupt-Geosynklinalbereich

den jüngsten Gesteinen der Süddeutschen Großscholle. Als man etwa um die Jahrhundertwende begann, die tektonischen Kontakte dieser Gebirgsgruppe zu untersuchen, erwies es sich, daß der riesige Komplex einen völlig wurzellosen Gesteinskörper darstellt. Hier sah man sich, wie auch an anderen Stellen in den Alpen, erstmals mit der Frage konfrontiert, wie können Lamellen der Erdhaut horizontal über größere Strecken bewegt werden, ohne daß ihr innerer Zusammenhang dabei völlig zerstört wird? Ähnlich rätselhafte geologische Verhältnisse wurden auch noch an anderen Stellen entdeckt. Beispielsweise finden sich im Gebiete des Vierwaldstätter Sees, in der Gegend von Brunnen und Schwyz, wiederum solche wurzellosen Komplexe. Sie treten hier aber nicht mehr in Form großer zusammenhängender Gebirgsmassen wie in den Präalpen auf, sondern bilden einzelne Berge, die ebenfalls fremd einer ganz anders gearteten jüngeren Unterlage aufsitzen. Da sie auch wieder eine abweichende Fazies gegenüber ihrer Unterlage zeigen, können sie somit nicht an den Stellen entstanden sein, wo sie heute liegen.

Hier sind beispielsweise die bekannten Mythen zu finden, die ein derartiges tektonisches Problem darstellen (vgl. Abb. 56). Die Felsklötze der Mythen ragen wie Klippen in heutigen Meeren aus einer Umgebung jüngerer Gesteine empor, und von den Mythen ausgehend, wurde auch die Bezeichnung „*Klippe*“ als tektonisches Bauelement in die Literatur übernommen, allerdings nicht in dem Sinne einer Durchspießung älterer Gesteine durch jüngere Deckschichten – wie zuerst angenommen – sondern im Sinne eines Schwimmens, d. h. *die Mythen liegen auf einer ihnen fremdartigen Unterlage und sind ursprünglich als „Decke“ tektonisch über diese hinweggeschoben worden*. Von dieser Decke wurden freilich im Laufe der Jahrtausende durch die Erosion – schon bevor der Gebirgsbau vollendet war – gewaltige Gebirgspartien abgetragen, so daß heute nur noch kleine Überbleibsel, d. h. Klippen, vorhanden sind. Und so wissen wir jetzt, daß diese Klippen zwischen den Präalpen und dem Rhein Reste einer ehemals riesigen fremden Überschiebungsdecke bilden, deren größte zusammenhängende Gebirgsmasse nur noch die Präalpen selbst darstellen. Man fragt sich nun, woher diese Gesteine stammen und wie weit ihr Wanderweg gewesen ist. Die Antwort ist freilich sehr schwierig, da die ursprünglichen Zusammenhänge durch den Transport und durch die Abtragung der überschobenen Masse unterbrochen worden sind. Aus der Stratigraphie und Fazies der Schichtenfolgen läßt sich jedoch schließen, daß der gesamte abgelöste Gesteinskörper im penninischen Raum beheimatet war (vgl. S. 79 ff.). Das bedeutet, daß *das Gebirge der Präalpen mindestens um 50 km aus dem ursprünglichen Sedimentationsraum über eine fremde Unterlage nach Norden transportiert worden ist*.

Der Deckenbau der Alpen wurde zum erstenmal im zur Helvetischen Zone gehörendem Gebirge zwischen Glarus und Bünden an der „*Glerner Doppelfalte*“ erkannt. Hier beobachtete A. ESCHER VON DER LINTH, daß der permische Verrucano (vgl. S. 21) eine ganze Reihe Gipfel von Bergen bildet, deren Sockel aus viel jüngerem Gestein besteht (vgl. Abb. 31). Zwischen Sardona und Foostock ist die Verrucano-Platte (vgl. S. 39) beinahe geschlossen. Indem A. ESCHER VON DER LINTH³ und ALB. HEIM (1870–1902) in der vorhandenen Lücke zwei gegeneinander vergente, liegende „Luftfalten“ annahmen, gaben sie eine Erklärung

³ A. ESCHER VON DER LINTH deutete die 1834 von ihm gezeichneten Lagerungsverhältnisse erstmals als tektonische „Decke“. Auf die Aufforderung, seine Beobachtungen zu veröffentlichen, antwortete er: „Kein Mensch würde es glauben, man hielte mich für einen Narren.“ 1848 sprach er von der „Tatsache einer kolossalen Überschiebung“. Später widerrief der Übervorsichtige die ihm damals noch zu gewagte Vorstellung.

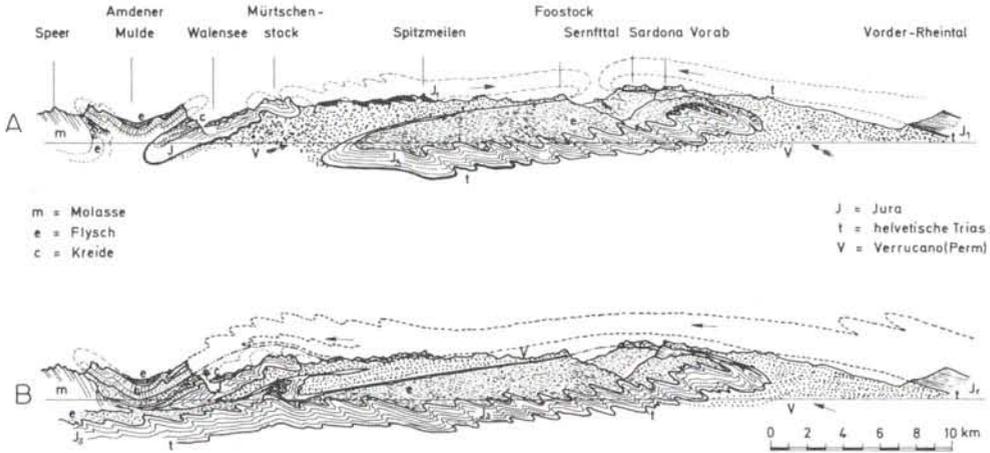


Abb. 1 A: Die „Glarner Doppelfalte“ nach der Vorstellung von ESCHER VON DER LINTH und ALB. HEIM (1870–1902).
 B: Die Glarner Überschiebungsdecke nach der Vorstellung von BERTRAND (1884) und ALB. HEIM (1903).

durch zweiseitigen örtlichen Zusammenschub (vgl. Abb. 1). Da kam BERTRAND (1884) auf den revolutionären Gedanken, daß der Verrucano möglicherweise nicht durch Überfaltung von zwei Seiten her, sondern als Ganzes in Form einer Überschiebungsdecke über die jüngere Unterlage hinweg bewegt worden sei. Geologische Kartierungen von LUGEON, SCHARDT und TERMIER ergaben in den folgenden Jahren das Vorhandensein zahlreicher solcher tektonischer Verfrachtungen in den Westalpen. 1901 veröffentlichte LUGEON sein wegweisendes Werk „Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse“.

Unter dem Terminus „Decke“ wird heute noch nicht von allen Alpengeologen das Gleiche verstanden. Man sollte eine überschobene Gesteinseinheit nur dann als „Ferndecke“ bezeichnen, wenn sie tektonische Selbständigkeit besitzt. *Tektonische Selbständigkeit bedeutet, daß sich ein Gesteinskörper von größerer regionaler Ausdehnung zu einem bedeutenden Teil oder ganz von seinem ursprünglichen Entstehungsraum, der Wurzelzone, abgelöst hat und heute eine fremdartige Unterlage auf horizontaler oder nur schwach geneigter Fläche bedeckt.* Das erfordert aber einen großen horizontalen Verfrachtungsbetrag⁴, der sich in Zehner-Kilometern und weit mehr bewegt. Dementsprechend können Fazies, Alter und Baustil von Decke und Unterlage sehr verschieden sein. Sind die Bauelemente kleiner, so spricht man im allgemeinen von „Schuppen“, deren Ausmaß nur Hunderte von Metern bis zu Kilometern beträgt. Den Schuppen kommt also im Unterschied zu einer Decke nicht in dem Maße tektonische Selbständigkeit zu⁵.

⁴ Der Betrag der Überschiebung einer Decke wird bisher meistens als „Schubweite“ bezeichnet. Dieser Terminus nimmt aber die Kenntnis der absoluten Bewegung und ihres Mechanismus schon vorweg, der heute noch weitgehend ungeklärt ist (vgl. S. 187 ff.). Aus diesem Grund sollte man die Begriffe „Transport-, Verfrachtungs- oder Überschiebungsweite“ für den horizontalen Verschiebungsbetrag verwenden.

⁵ Schuppen sind im allgemeinen am Ende des Einengungsprozesses entstanden, so z. B. in den Nördlichen Kalkalpen durch schräge, nach oben gerichtete Bewegungen.

Zwischen Schuppen und Decken stehen der Dimension nach die *Teildecken*. Wir wissen heute, daß die Überschiebungsweite vieler dieser Teildecken gering ist, wenn wir sie an der Gesamt-Transportweite der Präalpen bemessen. Sie haben nur begrenzte seitliche Erstreckung und vereinigen sich im Streichen, d. h., die einzelnen Teildecken gehen seitlich aus Faltenstrukturen hervor.

Vorstehend wurde dargelegt, daß die Gesteinsmassen der Präalpen um etwa 50 km nach Norden überschoben worden sind. Es spielt jedoch prinzipiell keine Rolle, wie groß solche Transportweiten sind. Ob ein Gesteinsverband 10 oder 50 km oder noch weiter verfrachtet wurde, ist nur noch ein gradueller Unterschied. Dementsprechend treten in den Alpen sehr weite Überschiebungen auf. *Die weitesten Überschiebungen sind im ostalpinen Bereich eingetreten.* Wenn man sich beispielsweise im Bereich der Zugspitze bei Garmisch oder auf dem Watzmann bei Berchtesgaden oder einem anderen bekannten Gipfel der Nördlichen Kalkalpen befindet, dann hat man zwar die Vorstellung, daß der Berg „festgemauert in der Erden“ steht, diese Vorstellung trägt jedoch. Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen sind weit von Süden nach Norden transportiert worden und liegen in Form einer riesigen Ferndecke über einem völlig anders gearteten Untergrund. Wenn wir die Zugspitze in ihren normalen Sedimentationsraum innerhalb der Geosynklinalen wieder zurückziehen und einordnen wollen, müssen wir sie gedanklich bis an die Südalpen zurückschieben, denn dort waren ihre Gesteine ursprünglich beheimatet. *Die Transportweite der Nördlichen Kalkalpen beträgt also mehr als 100 bis 120 km.* Da nicht nur die Penninische und die Ostalpine Zone, sondern auch das Helvetikum einen Deckenbau aufweisen, stellen die Alpen zum größten Teil kein normales Faltengebirge, sondern ein Deckengebirge dar. Somit ist es heute eine der Hauptaufgaben der alpinen Geologie, die Herkunftsorte der Decken festzustellen, um damit die Überschiebungsweiten ermitteln zu können. Neben dieser „palinspastischen“⁶ Betrachtung stellt sich die Frage nach dem Mechanismus der Deckenbewegung und damit auch die Frage nach dem Warum. Warum ist in den Alpen eine so starke Raumverkürzung eingetreten, daß die ehemaligen Geosynklinalsedimente nicht nur gefaltet wurden, sondern in Form von Überschiebungsdecken übereinanderliegen? Der Deckenbau der Alpen ist ein besonderer Fall der Tektonik, der so weit geht, daß durch das Ostalpin nicht nur Gesteine der Penninischen, sondern auch der Helvetischen Zone tektonisch zugedeckt wurden und heute lediglich noch am Nordrand der Kalkalpen oder in Erosionslöchern, genannt „*Fenster*“ (TERMIER, 1903), innerhalb der Ostalpen zutage treten. Auch nach der Deckenbewegung ging die Einengung oft noch weiter, so daß es zur *Deckenfaltung* kam.

Seit der Synthese von LUGEON, mit der die Deckenlehre aufkam, ist man zu mancher theoretischen Über-spitzung gekommen. Man hat in jeder kleineren Teildecke bereits eine Ferndecke sehen wollen und dadurch den kalkalpinen Bereich in eine Unzahl von Decken aufgegliedert, wie es insbesondere in jüngster Zeit wieder die Wiener Schule versucht. Dabei werden jedoch die Stellen, an denen solche Einheiten noch in den normalen stratigraphischen Verband übergehen, d. h. also die Nahtstellen, welche die Beweise gegen die tektonische Selbständigkeit derartiger Gebilde sind, geleugnet, oder im Gegensatz zur Wirklichkeit falsch interpretiert.

⁶ Palinspastisch = Rückgängigmachung der Deckentektonik zur Ermittlung der ursprünglichen Faziesübergänge.

Wenn man bedenkt, daß die wirklichen alpinen Decken nur verhältnismäßig dünne, oberste Schichten der Erdkruste repräsentieren, müßte man in ihren ursprünglichen Herkunftsgebieten, den Wurzelzonen, noch die Unterlage der verschobenen Sedimenthaut finden. Das ist aber nicht immer der Fall, und es erhebt sich als weitere wesentliche Frage die nach der Krustenverkürzung und dem Faltungstiefgang der Alpen. So ragen beispielsweise am Mont Blanc die Alpen mit 4810 m oder am Großglockner mit 3797 m über dem Meeresspiegel auf. Wie tief liegt nun die Basis des alpinen Gebäudes? Diese Frage soll erst am Ende des Buches beantwortet werden und zwar nach Darlegung der neuen geophysikalischen Ergebnisse, die ein großartiges Bild der „Gebirgsurzeln“ geben. Eine andere Frage in diesem Zusammenhang lautet: Sind die Alpen heute noch in Hebung begriffen? Sie läßt sich nach den jüngst ausgeführten Feinnivellements bejahen. Die Alpen sind nicht etwa die Ruine eines früheren, noch wesentlich höheren Gebirges, sondern es ist genau umgekehrt. Sie haben z. Zt. ihre bisher größte Höhe über NN erreicht und steigen in weitgespannter Wölbungsbewegung weiterhin auf. Es ist also damit zu rechnen, daß in der erdgeschichtlichen Zukunft die Alpen noch höher werden. Man betrachtet sie daher als ein relativ junges Kettengebirge, dessen Entwicklungsprozeß erst dann abgeschlossen sein wird, wenn seine Hebung aufhört und nur noch die Abtragung wirkt, so daß ein Rumpfgebirge entsteht.

B. Beschreibung der einzelnen geologischen Zonen der Alpen

I. Die Externzone

Unter der *Externzone* der Alpen wird ihr äußerer Faziesbereich verstanden, der den Übergang vom nördlichen (Süddeutsche Großscholle) und westlichen Vorland der Alpen in die eigentliche Geosynklinale vermittelt. Sie umfaßt das Helvetikum (und die Dauphiné-Zone) sowie die Zentral-(Extern-)massive der Westalpen.

1. Die kristallinen Massive der Westalpen

Da die Alpen ein Deckengebirge sind, ist die Frage zu stellen, ob es in ihnen auch autochthone Bereiche gibt, d. h. Bereiche, in denen es nicht zu weitgehenden Verfrachtungen der Gesteinsverbände gekommen ist. Solche Bereiche, die nicht an der Entwurzelung des Gebirges teilgenommen haben, gibt es nun tatsächlich, es sind die „*Zentral-*“ oder „*Externmassive*“ der Westalpen⁷. Das sind Massive, die etwa mit dem Kristallin im Schwarzwald, in den Vogesen oder in der Böhmisches Masse verglichen werden können, d. h. mit den kristallinen Kernen, die in der Mol-danubischen Zone des Variszikums auftreten. So taucht das kristalline Grundgebirge des Schwarzwaldes und der Vogesen nach Süden unter die Serien des Juras und die tertiären Ablagerungen des Molasse-Troges. Molasse-Gesteine und die mesozoische Schichtentafel summieren sich zu einer Sedimentdecke, die zum Alpenrand immer gewaltiger wird und über 5000 m mächtig ist. Der autochthone kristalline Sockel kommt erst wieder in den Zentral-(Extern-)massiven zum Vorschein (vgl. geol. Übersichtskarte). Im Osten erscheint südlich der Helvetischen Zone das *Aar-Massiv*, in dem die Aare entspringt, und welches das größte der autochthonen Massive bildet. Nach Süden schließt sich daran dann das *Gotthardt-Massiv*⁸ an, das durch eine schmale Sedimentzone vom Aar-Massiv getrennt wird. Östlich des Reuß-Querschnittes ist das *Tavetscher Zwischenmassiv* zwischen die beiden Hauptmassive eingeschaltet. Nach Osten und Westen tauchen Aar- und Gotthardt-Massiv ab (vgl. Abb. 2). Nach einer Achsendepression im Querschnitt der westlichen Berner Alpen ragt weiter im Westen aus der Sedimenthülle des Helvetikums das *Montblanc-Massiv* auf. Es ist mit dem sich unmittelbar nach Nordwesten anschließenden *Aiguilles Rouges-Massiv* gekoppelt. Beide Massive bilden langgestreckte Kristallin-Komplexe, die sich dem Streichen des Alpenbogens einfügen. Noch weiter im Westen er-

⁷ Im französischen Sprachgebiet „massifs externes“ genannt (vgl. S. 59).

⁸ Das Gotthard-„Massiv“ ist bereits stark entwurzelt, da es in den alpinen Deckenbau einbezogen wurde. Es soll jedoch aus historischen Gründen als zu den Zentralmassiven gehörend aufgefaßt werden. (vgl. S. 72).

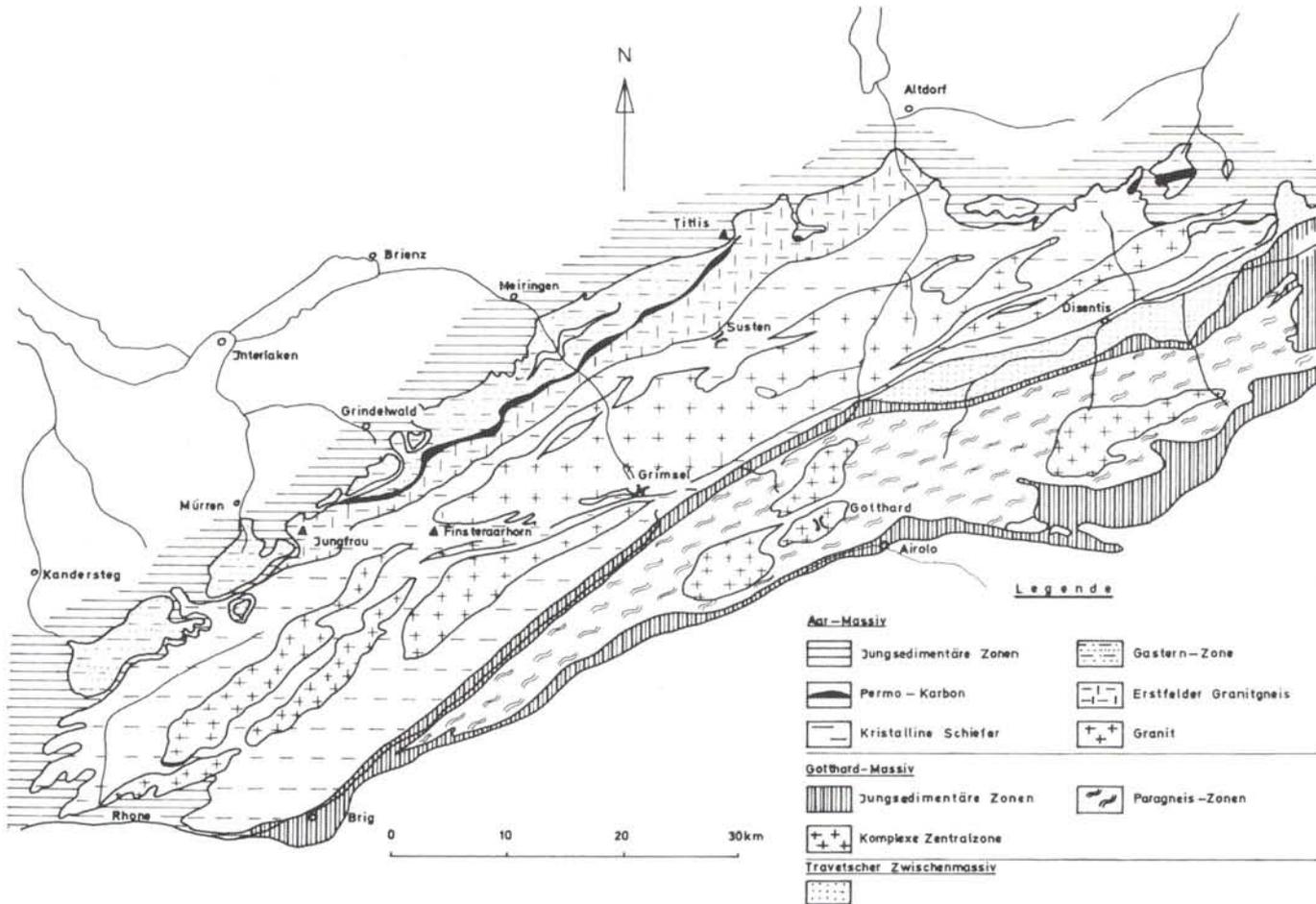


Abb. 2 Tektonische Übersichtskarte von Aar- und Gotthard-Massiv

scheinen das *Belledonne*- und das *Pelvoux-Massiv*. Das südlichste Massiv im Westalpen-Bogen, das *Mercantour-Massiv*⁹, liegt bereits in der Nähe des Mittelmeeres in den französisch-italienischen Seealpen.

Der Bauplan in den autochthonen Massiven ist ähnlich wie in den übrigen variszischen kristallinen Kerngebieten, etwa wie in den Vogesen, im Schwarzwald, in der Böhmisches Masse oder im Französischen Zentralplateau. Die WSW/ENE-verlaufenden Streichrichtungen der variszisch geformten Gesteine weichen verschiedentlich, insbesondere im Pelvoux- und Mercantour-Massiv, vom alpidischen Generalstreichen ab, so daß die Richtung der variszischen Faltenzüge dort mit den alpidischen Strukturen einen größeren Winkel bildet. Wegen der zum Verlauf der Schweizer Alpen steileren variszischen Streichrichtung ist es sehr wahrscheinlich, daß sich die Gesteinszüge des Aiguilles Rouges-Massivs nicht in das Aar-Massiv fortsetzen. Wir können also unter dem Sedimentmantel des Helvetikums nicht einfach hindurchgehen, um in entsprechende tektonische Einheiten des Aar-Massivs zu gelangen. Die Gesteine des Aiguilles Rouges-Massivs und die des Aar-Massivs waren somit allein mittelbar miteinander verbunden, d. h., man darf sie nur als letzte, heute nicht mehr von helvetischen Serien bedeckte Reste eines ursprünglich wesentlich größeren Kristallinbereiches ansehen, der sich vermutlich vom Moldanubikum bis in die zentralen (und südlichen) Bereiche der Alpen ausgedehnt hat.

Die autochthonen Massive bestehen überwiegend aus Graniten und metamorphen Gesteinen, wie Gneisen und Glimmerschiefern. Über das Alter dieses Kristallins, insbesondere der Granite, war man sich lange Zeit nicht im Klaren. Erst die Anwendung der Isotopengeologie mit ihren radiometrischen Altersbestimmungen brachte die Klärung der anstehenden Probleme. So war bis in die jüngste Zeit das Alter des Rotondo-Granits, der sich im zentralen Teil des südlichen Gotthard-Massivs (vgl. S. 16) befindet, umstritten. Man hat festgestellt, daß seine Intrusion vor ungefähr 260 Mio. Jahren, d. h. in spät-variszischer Zeit erfolgte. Später, während der mit der Alpidischen Tektogenese verbundenen Erwärmung, kristallisierte der Mineral-Inhalt, insbesondere der Glimmer um. Es ist daher nicht weiter verwunderlich, daß das „Biotit-Alter“ der meisten Granite und Gneise des Gotthard-Massivs alpidisch ist. Es liegt bei 16 Mio. Jahren.

Das Biotit- und Muskovit-Alter von glimmerführenden Gesteinen (Erstfelder Gneis) im nördlichen Aar-Massiv wurde dagegen mit etwa 300 Mio. Jahren festgestellt (JÄGER & FAUL, 1954; WÜTHRICH, 1963). Hier ist also die Metamorphose variszisch erfolgt. Für den granitischen Streifen des Gotthard-Massivs (vgl. S. 16) wurde schließlich als „Zirkon-Alter“ eine Zeit von etwa 500 Mio. Jahren, also ein vor-variszisches Alter gefunden. Es liegen damit ähnliche Verhältnisse wie im Schwarzwald oder den Vogesen vor. Nachstehend soll der Bau der Kristallin-Massive am Beispiel von Aar- und Gotthard-Massiv näher erläutert werden (vgl. Abb. 2).

a) Das Aar-Massiv

Das Aar-Massiv erstreckt sich mit elliptischem Grundriß vom unteren Lötschen-Tal bis über den Tödi im Osten hinaus und besitzt eine Länge von etwa 115 km (vgl. Abb. 3). Im *Fenster von*

⁹ Es wird von italienischen Geologen als *Argentera-Massiv* bezeichnet.

Vättis wird es noch einmal unter dem Helvetikum angeschnitten (vgl. Abb. 60). Das beweist sein Abtauchen nach Osten. Im Aar-Massiv treten vorzugsweise senkrechte oder steil nach Süden einfallende Strukturen auf. Man kann drei Hauptbauelemente unterscheiden und zwar

1. die variszischen granitischen Intrusivkerne¹⁰,
2. die Hüllen von kristallinen Schiefen und Gneisen und
3. die in den Schieferhüllen eingeklemmten Sedimentschuppen.

Vom Norden nach Süden lassen sich im Querprofil folgende Zonen auseinanderhalten (vgl. Abb. 4)

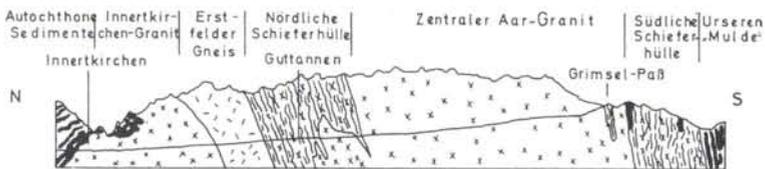


Abb. 4 Schematisches Profil durch das Aar-Massiv längs der Grimsel-Straße

1. Der *Gastern-Innertkirchner (Tödi-) Biotitgranit* ist in der *ersten Intrusivphase* der Variszischen Tektogenese aufgedrungen. Im Westen (Berner Alpen) besitzt er aplitische und quarzporphyrische Gänge, die auf eine jüngere, spät-variszische magmatische Nachphase deuten, da sie z. T. in pflanzenführendes Westfal D eingedrungen sind (WIDMER, 1949; JONGMANS, 1950).
2. Die *permo-karbonische Sedimentzone* führt graphitischen Tonschiefer (Karbon), Brekzien und Konglomerate (Perm). Sie erstreckt sich über Wendenjoch – unteres Hasli-Tal – Sustenpaß bis ins Meien-Tal.
3. Der *Erstfelder Granitgneis* weist stark durchmischte Ortho- und Paragneise auf. Die Orthogneise sind aus vor-variszischen Graniten entstanden. Ihre Glimmer haben ein Alter von 290–305 Mio. Jahren und zeigen, daß die letzte Metamorphose dieser Gesteine variszisch erfolgte. Als mehrere Kilometer breite Zone erstreckt sich der Erstfelder Granitgneis von der Jungfrau bis nach Erstfeld und taucht östlich der Reuß unter die hangenden Sedimente ab.
4. Die *Nördliche Schieferhülle des Zentralen Aar-Granits* besteht vorwiegend aus Paragesteinen, welche z. T. vor-variszisch umgewandelt wurden, ihre Hauptmetamorphose und Gefügeprägung jedoch in der Variszischen Tektogenese erlitten haben. Die charakteristischen Gesteine sind glimmerreiche Schiefer und Gneise sowie Amphibolite. Amphibolitmassen sind es auch, die den höchsten Gipfel des Aar-Massivs, das Finsteraarhorn, aufbauen (vgl. Abb. 5). Neben diesen ehemals basischen Magmatiten tritt ein Zug von Sedimentgesteinen in Form zweier Karbon-

¹⁰ Das radiometrische Alter der Granite des Aar-Massivs liegt bei 270–310 Mio. Jahren (Jüngeres Karbon).

Mulden mit permischen Quarzporphyren, eingeklemt in die Zone dieses Kristallins, auf, das sich vom Lötschen-Tal – Finsteraarhorn – oberes Hasli-Tal – oberes Meien-Tal – Bristenstock – Maderaner Tal bis zum Tödi erstreckt.

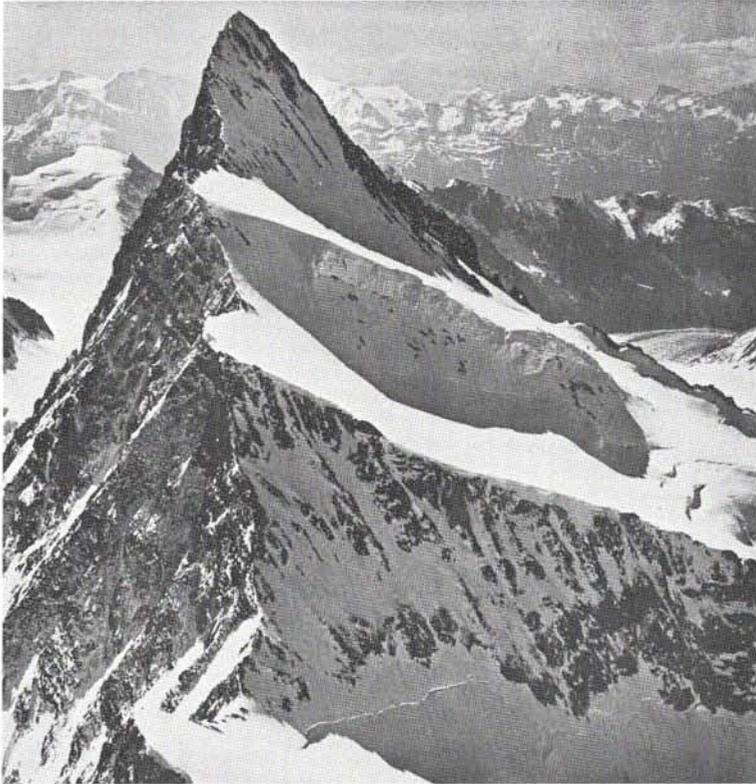


Abb. 5 Das Finsteraarhorn bildet die höchste Aufragung im Aar-Massiv und besteht aus beinahe vertikal stehendem verschieferten Amphibolit (Photo: F. ENGESSER).

5. Der *Zentrale Aar-Granit* drang in der *zweiten magmatischen Phase* unter starker Injektion der Hüllgesteine auf. Er wird von Schieferzonen in einzelne Teilkomplexe zerlegt (Bietschhorn-Handeck- und Mittagfluh-Granit im Norden, Baldschieder Granit und südlicher Grimsel-Granit im Süden). Das Gesteinsmaterial besteht überwiegend aus Biotitgranit, dem in südlichen Bereichen während der mit der Alpidischen Tektogenese verbundenen Metamorphose (vgl. S. 69) eine schwache Paralleltexur aufgeprägt worden ist. Somit reicht also der Einfluß der alpidischen Metamorphose bis in die Zentralzone des Aar-Massivs, während sich im Nordteil des Aar-Granits die alpidische Einwirkung nur noch auf Kataklyse beschränkt. Der Pluton erstreckt sich vom Bietschhorn über den Grimsel-Paß und die Schöllenen-Schlucht bis nach Punteglias im Vorder-Rheintal.

6. Die *Südliche Gneis- und Schieferhülle des Zentralen Aar-Granits* entspricht etwa der Zone 4, ist jedoch sehr viel reicher an Orthogesteinen als diese. Letztere entstammen vor-variszischen sowie auch variszischen Intrusionen. Neben Granit-, Augen- und Serizitgneisen kommen Glimmerschiefer mit basischen und granodioritischen Eruptivlinsen vor. Insgesamt wurde die Südliche Schieferhülle durch das von Süden angepreßte Gotthard-Massiv stark durchbewegt und stößt mit einer Verschuppungs- und Störungszone gegen die Urseren-Garvera-Zone (vgl. S. 14).

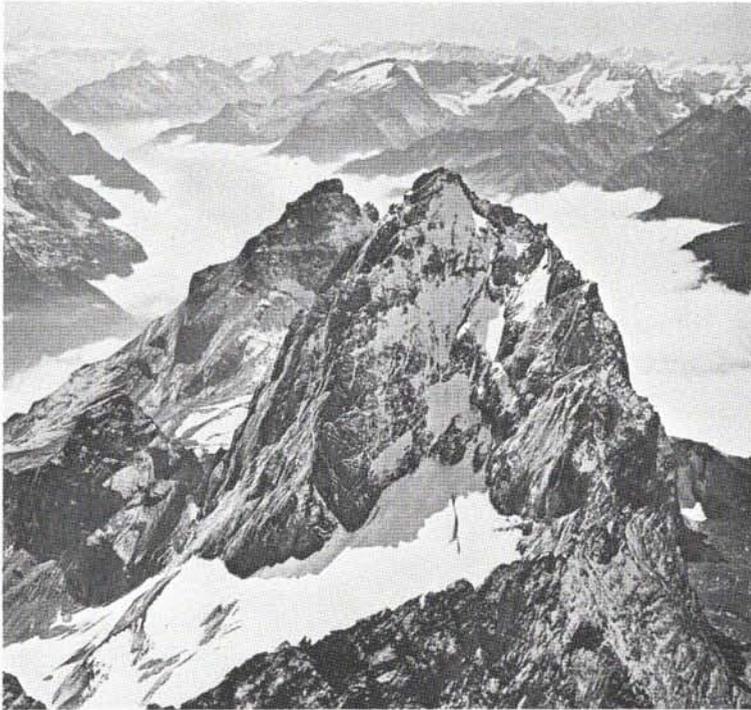


Abb. 6 Große Windgälle mit autochthonem und in das Aar-Massiv eingefaltetem Mesozoikum (Malm-Kalk). Im Hintergrund die bizarren Gipfformen der steilgestellten Gneiszonen des Aar-Massivs. (Photo: F. ENGESSER)

Die ursprüngliche nach-variszische Sedimentbedeckung des Aar-Massivs, Mesozoikum bis Alt-Tertiär in helvetischer Fazies umfassend, blieb entweder mit ihrer Unterlage verbunden oder wurde während der Alpidischen Tektogenese von ihrer Kristallin-Basis abgeschert, geringfügig

verfrachtet und in Keilen in den kristallinen Untergrund eingefaltet oder eingewickelt (vgl. Abb. 6 u. 14). Diese Schichtenfolge nennt man *autochthon*. Höhere Teile der Mantelschichten wurden von den darüber hinweggleitenden helvetischen Decken abgeschürft, um einige hundert Meter bis zu Kilometern nach Norden verschleppt und intensiv gefaltet. Man bezeichnet diese Sedimente als *parautochthon* (vgl. Abb. 17).

b) Die Urseren-Garvera-Zone

Zwischen Aar- und Gotthard-Massiv schaltet sich eine schmale Sedimentzone ein, die sich von Oberwald im Goms über den Oberalp-Paß bis in das Vorder-Rheintal erstreckt (vgl. Abb. 2 u. 7). Der Kontakt der Sedimentzone zum Aar-Massiv ist tektonischer Natur und als Schuppenzone entwickelt. Südlich dieser scharfen Grenze beginnen die südfallenden Sedimentgesteine mit stark durchbewegten Marmoren, die dem Malm angehören und denen metamorphe Dogger-Gesteine in Form von Kalkschiefern und Phylliten mit Seeigel-Resten folgen. Quarzite, Marmor sowie sandige Kalke und dunkle Mergelschiefer konnten als Lias erkannt werden. Die Trias ist mit Dolomiten, Quarzsandsteinen, Phylliten und Chloritoidschiefern¹¹ vertreten. Es schließen sich Konglomerate, Arkosen und Grauwacken des Permo-Karbons an, stark ausgedünnt und reduziert. Schließlich folgen die kristallinen Serien des Gotthard-Massivs. *Es handelt sich also um eine nordvergente überkippte Schichtenfolge, die mit ihren jüngsten Gesteinen verkehrt auf dem Kristallin des Aar-Massivs liegt und allmählich sowie kontinuierlich in das Gotthard-Massiv übergeht, d. h. dessen normale Sedimentbedeckung bildet.* Mit Annäherung an das Massiv stellen sich die Gesteinsfolgen senkrecht. Dieser Sedimentstreifen wird als „Urseren-Garvera-Mulde“ bezeichnet. Da er aber keine echte Mulde darstellt, weil der Nordflügel fehlt, sollte man besser von der *Urseren-Garvera-Zone* (Furka-Urseren-Zone) sprechen.

c) Das Tavetscher Zwischenmassiv

Das *Tavetscher Zwischenmassiv* schaltet sich östlich von Andermatt zwischen Aar- und Gotthard-Massiv als selbständiges Teilmassiv ein; es wird vom ersteren durch die *Mulde von Disentis-Truns* mit Verrucano (vgl. S. 21) bis Malm, vom letzteren durch die Urseren-Garvera-Zone abgetrennt (vgl. Abb. 8). Beide Kontakte sind tektonischer Natur. So besteht östlich Disentis die Trennung zwischen dem Tavetscher und dem Aar-Massiv nur in einer Mylonitzone. Im Streichen fügt sich dieses 35 km lange und 2–5 km breite Massiv in den Bauplan der anderen Altmassive ein.

Hier treten wieder vor-variszische Paragneise mit entsprechend alten Intrusionen von Graniten auf. Letztere wurden in Orthogneise umgewandelt. Variszische Pegmatitgänge als Ableger von tiefer gelegenen, nicht aufgeschlossenen Intrusivkörpern sind in die älteren Gesteine eingedrungen. Daneben kommen Serpentine, Diorite und Amphibolite vor. Durch die Alpidische Tektonogenese wurde der variszische Baustil weitgehend überprägt. Der ursprüngliche Sedimentmantel

¹¹ Chloritoide sind Metamorphose-Mineralien, die für Grünschiefer-Fazies (Epimetamorphose) typisch sind.