

Der ostalpine Deckenbogen.

Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau.

Von Max Richter (Bonn).

(Mit 7 Textfiguren und 1 Tafel.)

Die Erforschung des alpinen Deckenbaues scheint gegenwärtig zu einem gewissen Abschluß gelangt zu sein. Die Gliederung der alpinen Decken, die Frage über ihre Ausdehnung und Reichweite sind heute zu einem festgefügt erscheinenden Bild erstarrt, wie es z. B. Alb. Heim in seiner Geologie der Schweiz dargestellt hat oder wie es in den zahlreichen Arbeiten vor allem von R. Staub entworfen worden ist. Durch dieses Schema, in das der alpine Deckenbau versetzt wurde, wird leicht der Eindruck erweckt, als seien wir schon jetzt zu einem endgültigen Ergebnis in der Erforschung des alpinen Baustils und alpinen Probleme gekommen. Als feststehende Tatsache erscheint vieles, was in Wirklichkeit noch nicht über das Problemhafte hinausgewachsen ist.

Über die tektonische Darstellungsweise, die in den letzten Jahren so gut wie ausschließlich das Feld beherrscht, werden andere, nicht minder wichtige Erscheinungen vergessen oder beiseite geschoben. In vielen Fällen sind fazielle Untersuchungen und Überlegungen außer acht gelassen worden und so ergibt sich heute die keineswegs überraschende Tatsache, daß aus solchen Dingen heraus schwere Einwände erhoben werden können gegen das tektonische Schema im alpinen Baustil.

Ich möchte daher im folgenden meinerseits eine Reihe von Betrachtungen anstellen, die auf gewisse Erscheinungen im alpinen Deckengebäude ein anderes Licht zu werfen scheinen und aus denen sich ergibt, daß der augenblickliche Stillstand der alpinen Forschung überwunden werden kann. Ausdrücklich hinzugefügt sei, daß ich vollkommen auf dem Boden des alpinen Deckenbaues stehe, wenn ich auch das zur Zeit herrschende Dogma der alpinen Deckenlehre nicht anzuerkennen vermag.

Bei den folgenden Ausführungen gehe ich vom westlichen Teil der nördlichen Kalkalpen aus, um von da nach Graubünden vorzudringen. Besonderes Gewicht wird dabei den faziellen Verhältnissen beigelegt. Bemerkt sei, daß ich alle angeführten Verhältnisse aus eigener Anschauung seit einigen Jahren kennen gelernt habe. Herzlichen Dank sage ich auch hier der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, die es mir durch eine Beihilfe ermöglichte, mir noch unbekannt wichtige Stellen in Graubünden im Sommer 1929 anzusehen.

I. Das Westende der nördlichen Kalkalpen.

Im Allgäu, Vorarlberg und in den Lechtaler Alpen beteiligen sich im wesentlichen vier ostalpine Decken am Aufbau der nördlichen Kalkalpen. Die untere Deckengruppe — Allgäu-Lechtaldecke — wird von der höheren Inntaldecke weithin überfahren. Diese, stellenweise noch kleine Klippen der höchsten Krabachjochdecke tragend, schwimmt frei auf der unteren Deckengruppe. Allgäu- und Lechtaldecke stehen sich sehr nahe, die Allgäudecke ist der an der Stirn hängengebliebene Randteil der Lechtaldecke und wurde von dieser dann überfahren (63). Beide Decken gehören daher aufs engste zusammen.

Im südlichen Bregenzer Wald — zwischen Bregenzer Ach und Ill — setzt die Allgäudecke aus, allein die Lechtaldecke zieht in den Rätikon fort. Die Inntaldecke hebt sich nach S und nach W am Flexenpaß in die Luft und verschwindet so ebenfalls. Am Westende der Kalkalpen im Rätikon tritt so nur noch die Lechtaldecke auf, hier den bekannten Schuppenbau zeigend. Dieser Schuppenbau geht, was mir sehr wesentlich erscheint, gegen NW und W (vgl. Abschnitt VIII).

Die Lechtaldecke ist die einzige kalkalpine Decke dieser Gebiete, die eine kristalline Basis besitzt. Diese besteht aus der Phyllitzone von Landeck, die durch Hammer (39) eine ausgezeichnete Darstellung erfahren hat. Eine „unterostalpine“ Stellung, wie sie Kober angedeutet hat (47, 48), kommt für die Phyllitzone nicht in Frage, da sie die normale kristalline Basis der Lechtaldecke ist. In ihr finden sich im wesentlichen Phyllite, Phyllitgneise und Glimmerschiefer sowie auch untergeordnete Feldspatknottengneise, also Paragesteine. Von größter Bedeutung ist, daß die Phyllitzone überall scharf tektonisch abgegrenzt ist gegen Orthogesteine und Altkristallin der Ötztal- und Silvrettamasse. Die Grenzzone wird durch Mylonitstreifen sowie durch eingeschaltete Fetzen von Verrucano und unterer Trias bezeichnet (Zug Puschlin—Thialspitze). Daher ergibt sich, daß die Phyllitzone auch im Streichen begrenzt erscheint, im O wird sie von dem Ötztaler Altkristallin überfahren (vom Pitztal an bis zum Inn), im W taucht sie ebenso unter das Altkristallin der Silvretta unter und ist bereits am Arlberg unter diesem verschwunden.

Da südlich der Phyllite, an der Grenze gegen das Silvrettakristallin, vielfach wieder jüngere Schichten auftreten (der schon eben erwähnte Zug Puschlin—Thialspitze) bis zur unteren Trias, so ergibt sich, daß die Phyllitzone einen Deckensattel bildet zwischen Arlberg und Pitztal. Der südlich anschließenden Deckenmulde gehören dann Silvretta- und Öztalmasse an.

Der Streifen jüngerer Sedimente südlich der Phyllite zwischen diesen und dem Silvrettakristallin kann nur die Fortsetzung der kalkalpinen Sedimente der Lechtaldecke bilden. Bei der normalen Auflage dieser Sedimente auf den Phylliten ist die Möglichkeit auszuschließen, in diesem Streifen etwa die Wurzel der Inntaldecke zu sehen, wie ich dies früher zu deuten versucht habe (63). So liegt hier die Silvrettadecke unmittelbar der Lechtaldecke auf; Reste der Inntaldecke sind dazwischen nicht vorhanden. Bei dieser Auffassung ergibt sich aber die Notwendigkeit, im

S der Silvretta genau so wie für die Lechtaldecke auch nach einer Fortsetzung der Inntaldecke suchen zu müssen. Und tatsächlich treten ja auch südlich der Silvretta wieder kalkalpine Sedimente auf, die zweifellos tektonisch tiefer liegen als das Silvrettakristallin und von diesem unmittelbar überfahren werden. Es sind die Sedimente der Campodecke-Aeladecke, die allerdings bisher nicht als „oberostalpin“, sondern als „mittelostalpin“ betrachtet worden sind. Ich werde im Abschnitt III darauf eingehender zurückkommen.

Wie schon oben erwähnt, tritt im Rätikon nur noch die Lechtaldecke auf. Die Basis derselben wird im Rells- und Gauertal von Phyllitgneisen und Glimmerschiefern gebildet, über die der Verrucano der Lechtaldecke transgrediert (54) und die zweifellos die Fortsetzung der wiedererstandenen Landecker Phyllitzone sind. Und genau wie weiter im O südlich der Phyllitzone ein Streifen jüngerer Sedimente folgt, so treten auch im Rätikon Verrucano und Trias, sogar noch etwas unterer Jura auf. Diese bilden die altbekannte Mulde der Mittagsspitze, 2167 m. Südlich bzw. östlich dieser folgt dann sofort das Altkristallin der Silvretta.

So entspricht der Zug der Mittagsspitze dem Zug Puschlin—Thialspitze im O, beide scheinen sich ziemlich genau zu entsprechen. Schon R. Staub hat auf diesen Zusammenhang aufmerksam gemacht (84). Daraus ergibt sich aber weiter der bedeutsame regionale Charakter der Störung, die Silvrettakristallin und Phyllitzone trennt. Hier kann ich Hammer (39) nicht zustimmen, der in dieser Störung eine mehr lokale Erscheinung sehen wollte.

Zuletzt sei hier noch auf das Umschwenken sämtlicher Strukturlinien am Westende der Kalkalpen hingewiesen. Das Streichen aller Zonen biegt gegen den Rätikon und in diesem ganz deutlich gegen SW und zuletzt sogar gegen S ab. Verfolgt man diese Erscheinung im einzelnen, so zeigt sich: Die verschiedenen Schuppen, in die der Rätikon zerfällt, schwenken aus dem normalen O-W-Streichen in den Vorarlberger Alpen in die NO-SW-Richtung, ja sogar in die NS-Richtung um. Die Aufschiebungen sind daher nicht nur nach N, sondern auch nach NW und W gerichtet. Diese Erscheinung könnte man zunächst für einen reinen Erosionsanschnitt halten. Daß diese Deutung aber nicht zutreffen kann, geht daraus hervor, daß auch die Sättel und Mulden die Schwenkung mitmachen (z. B. Mulde der „Alpilla-Fundelkopfschuppe“; Zimba-Seesaplanamulde), ebenso wie sich diese Schwenkung ja schon in ausgezeichneter Weise an den Falten im Allgäu zeigt (Allgäuer Hauptmulde, Falten bei Oberstdorf).

Bringt man dieses Umschwenken in Zusammenhang mit der Tatsache, daß die Schuppen sich nach der Einstellung in das W-O-Streichen sehr rasch verlieren, so ergibt sich, daß die Schuppenbildung nach NW und W im Rätikon durch Mangel an Raum veranlaßt wird. Die von S nach N vorgleitende Deckenmasse wurde im NW und W in ihrer Bewegung gehemmt und mußte deshalb gegen N an einem westlich liegenden Widerstand vorbeigleiten. So kommt es zur Aufschiebung nach W und NW und zur Bogenform der Falten und Schuppen (Fig. 7).

Daraus ergibt sich aber auch, daß das Westende der Kalkalpen im Rätikon nicht ein reiner Erosionsrand ist, sondern zweifellos primären Strukturen entspricht. Dies erscheint mir aber von wesentlicher Bedeutung für die Auffassung des ganzen Ostalpenrandes. Im Abschnitt VIII komme ich auf diese Erscheinung wieder zurück.

Sucht man nun die Decken, wie sie im westlichen Teil der nördlichen Kalkalpen auftreten, nach S zu verfolgen, so stößt man auf große Schwierigkeiten. Krabachjochdecke und Inntaldecke steigen nach S in die Luft, das Mesozoikum der Lechtal-Allgäu-Decke hebt sich ebenfalls in die Luft, die kristalline Phyllitunterlage der beiden letzteren aber taucht unter das Ötztal-Silvrettakristallin unter und dieses deckt alles vollkommen zu. Trotzdem ist aber von vornherein anzunehmen, daß diesen genannten Decken im S dort verbliebene Deckenteile entsprechen müssen. Ich stelle die ostalpinen Decken im N und S zusammen:

N	Silvrettadecke	S
Krabachjochdecke		Campodecke { Umbraildecke Ortler-Aeladecke
Inntaldecke		Berninadecke
Lechtal-Allgäu-Decke		Errdecke

Die hier nebeneinandergestellten Decken sind nur eine Aufzählung, sie entsprechen sich aber nicht in dieser Gegenüberstellung.

Als große durchgehende Einheit tritt nur die Silvrettadecke auf; ihr kommt daher eine ganz besondere Bedeutung zu. Ich gehe daher zunächst auf die Silvrettadecke (und Ötztaldecke) ein, die als oberste hauptsächlich kristalline Decke einen weiten Raum einnimmt. Ist ihre Stellung und Abgrenzung richtig erkannt, kann von ihr aus auf tiefere tektonische Serien eingegangen werden.

II. Die Silvrettadecke.

Früher wurde die Ötztalmasse von der Silvrettamasse scharf abgegrenzt und durch das Fenster des Unterengadins von dieser getrennt, doch hat sich allmählich der Unterschied zwischen den beiden im wesentlichen altkristallinen Massiven mehr und mehr verwischt. So erscheint auf der Karte von Staub (84) der ganze südliche Teil der Silvretta (Nuna- und Keschmasse) bis nördlich zur Linie Davos—Guarda als Ötztaldecke. Dadurch ist bereits das Kristallin der Silvrettadecke stark verringert. Andererseits aber besteht kein Grund, den nördlichen Teil der Silvrettamasse vom südlichen abzutrennen längs der Linie Davos—Guarda, wo das Kristallin überall beiderseits von der von Staub gezeichneten Grenze ganz normal zusammenhängt. Wie auch die neue Karte von Streckeisen (89) zeigt, zieht hier nirgendwo eine tektonische Grenze durch, und im Gelände findet man ebenfalls nirgends etwas davon.

Nördlicher und südlicher Teil der Silvrettadecke können daher nicht voneinander getrennt werden. Daraus ergibt sich aber ganz zwangsläufig der Schluß: Die „Silvrettadecke“ ist entweder „Ötztaldecke“ oder umgekehrt. Daß beide tatsächlich eine einheitliche Decke sind, läßt sich an den verschiedensten Punkten nachprüfen. Ich greife einige heraus, und wir betrachten zunächst den Nordrand von Silvretta- und Ötztalmasse.

Der Überschiebungsrand der letzteren auf die schon im vorigen Abschnitt erwähnte Phyllitzone von Landeck verläuft vom Inntal her bis Wenss im Pitztal (vgl. Blatt Landeck [3]). Der Biotitplagioklasgneis von Gschwent-Neudeck inmitten der Phyllitzone ist wohl als Schubfetzen der Ötztaldecke zu deuten, ebenso der gänzlich mylonitische schmale Streifen von Augengneisen, die von Wenss zum Gipfel des Venetberges ziehen und dort nach W ausheben. Dann verläuft der Rand von Wenss südlich Piller vorbei bis Harben. Nach der Auffassung von Hammer (39) zieht er von hier nach SO zurück ins Kauner Tal. Ich glaube aber nicht, daß die Basis der Ötztaldecke so zu legen ist. Viel deutlicher und überzeugender ist folgendes: Nimmt man die Grenze zwischen Phyllitzone und daraufgeschobenem Altkristallin als Grenze der Ötztaldecke an, was das Natürliche ist, so streicht diese Grenze von Harben nicht nach SO, sondern nach SW zum Durchbruch des Inns bei der Pontlatzer Brücke. Von Harben bis hier überschieben Orthogneise (mit Mylonitzonen!) und Biotitplagioklasgneise die Phyllitgneise und Phyllite der Landecker Phyllitzone. Außerdem finden sich längs dieser Grenze

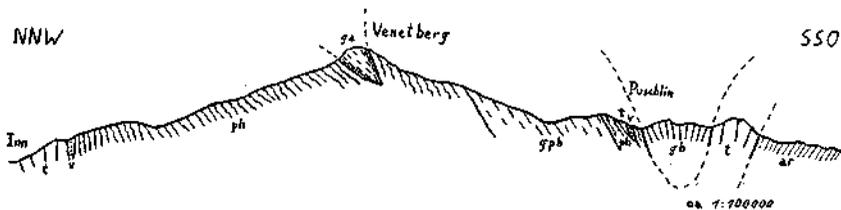


Fig. 1. Profil durch die Deckenmulde von Pontlatz.

t = untere Trias, *v* = Verrucano, *ph* = Phyllite, *gph* = Phyllitgneise und Glimmerschiefer der Lechtaldecke. *gb* = Biotitplagioklasgneis, *ga* = Augengneis der Silvretta-decke. *ar* = Gesteine der Arosener Zone im Engadiner Fenster.

Fetzen von Verrucano und unterer Trias. Es handelt sich zweifellos um eine sehr bedeutende tektonische Linie, die nur als Überschiebungsrand der Ötztaldecke aufgefaßt werden kann.

Sehr bezeichnend ist weiter, daß die Gneise der Ötztaldecke beiderseits Pontlatz einen deutlichen Muldenbau zeigen und sich nach S herausheben gegen das Unterengadiner Fenster zu. Und tatsächlich kommt unter ihnen in Fetzen am Fensterand wieder die Phyllitzone heraus nordöstlich Asters, mit Fetzen von unterer Trias bei Asters selbst und östlich des Inns bei Außergufer im P. 1851, die den Fetzen auf der Nordseite der Ötztaldecke bei Harben und im Zug der Thialspitze entsprechen.

So hängt das Kristallin der Ötztaldecke in einem schmalen Stiel, aber in geschlossenem Zug, mit dem Kristallin der Silvretta zusammen, sich gegen das Ferwall hin rasch verbreiternd. Dieselben Biotitplagioklasgneise ziehen aus der Ötztaldecke in Ferwall und Silvretta hinein, die Verbindung ist der schmale Stiel der Deckenmulde von Pontlatz (Fig. 1). Nördlich und südlich derselben kommt die Lechtaldecke heraus, nördlich in der breiten Phyllitzone mit dem auflagernden Mesozoikum des Zuges Thialspitz-Harben, südlich in den oben skizzierten Fetzen von Phylliten und unterer Trias.

Der Nordrand der Ötztal-Silvrettadecke läßt sich dann an der Thialspitze vorbei verfolgen bis zum Arlberg, wo die Phyllitzone völlig überdeckt wird. Dann finden wir im Rätikon — entsprechend den Fetzen von Verrucano und Trias bei Puschlin und der Thialspitze — Verrucano und Trias der Mittagsspitze. Endlich legt sich im südlichen Rätikon dasselbe Kristallin der Ötztal-Silvrettadecke unmittelbar auf Gesteine der Aroser Schuppenzone. Die Lechtaldecke fehlt hier genau so wie im größten Teil des Nordrandes im Unterengadiner Fenster. Der weitere Verlauf ist bekannt; zu beachten ist nur der Kristallinkeil, der in die Aroser Dolomiten eingewickelt ist und auf den ich später noch eingehen werde. Südlich vom Piz Kesch vorbei erreicht der Rand der Ötztaldecke die Nunamasse auf der Südseite des Engadiner Fensters, dort ist ein Stück weit noch Kristallin der Ötztaldecke unter die Engadiner Dolomiten eingewickelt und hebt sich dann nach O heraus.

Über die kristallinen Klippen auf den Engadiner Dolomiten verbindet es sich zuletzt wieder mit der geschlossenen Ötzmasse. So ist das Unterengadiner Fenster also ringsum von einer einheitlichen Ötztal-Silvrettadecke umschlossen. Ich werde für diese im folgenden nur noch den Namen „Silvrettadecke“ gebrauchen.

Die Silvrettadecke trägt stellenweise noch Reste von Mesozoikum, die sich auf fünf Gebiete verteilen: Landwassermulde; Ducanmulde; Piz Latmulde; Jaggmulde; Tribulaun-Kalkkögelmulde. Von diesen gehören wahrscheinlich nur die drei letzteren zu einem einheitlichen Muldenzug innerhalb der Ötztalmasse (Ötztaldeckenmulde) zusammen; Landwasser- und Ducanmulde bilden dagegen mit ihrem ausgeprägten SW-NO-Streichen einen Muldenzug innerhalb der Silvrettamasse (Silvrettaldeckenmulde). Beide Muldenzüge werden getrennt durch den Deckensattel des Engadiner Fensters.

Die Fazies dieses Mesozoikums ist wesentlich verschieden von der Fazies des Mesozoikums der umgebenden Gebiete (nördliche Kalkalpen, Unterengadiner, Aroser Dolomiten) durch seine weitestgehende Ähnlichkeit mit der südalpinen Trias (18, 29). Im Gebiet der Landwasser- und Ducanmulde sind südalpin: die mächtigen Quarzporphyrdecken des Perms, die Zweiteilung der skythischen Stufe in Werfener und Campiler Schichten. Größte Übereinstimmung besteht mit dem südalpinen Muschelkalk, der eine Gliederung in Gracilisschichten, Recoarokalk, Trochitendolomit (Trinodosuszone) erlaubt. Darüber folgt ein Rauhwackenband, das die Grenze zwischen anisischer und ladinischer Stufe bildet. Es entspricht der Regression, die auch in den Südalpen verschiedentlich zwischen beiden Stufen festgestellt werden kann. Weniger deutlich ist der südalpine Einschlag in der ladinischen Stufe, der mehr Anklänge an die nördlichen Kalkalpen zeigt („Arlbergkalk“, „Arlbergdolomit“). Dagegen fehlt die Partnachfazies der Nordalpen völlig. Mehr südalpines Gepräge zeigt die karnische Stufe: Die Prosantoschichten mit ihren schwarzen Fischschiefern entsprechen ebenso den Fischschiefern von Raibl wie ähnlichen Schichten der Bergamasker Alpen, und auch die höheren karnischen Horizonte lassen sich mit solchen der Lombardei oder der Bergamasker Alpen vergleichen. Norische Stufe und Rhät zeigen naturgemäß keine faziellen Besonderheiten.

Weniger deutlich ist die südalpine Triasfazies im Gebiet des Piz Lat, des Jaggl und der Tribulaun-Kalkkögelgruppe entwickelt. Vor allem die Trias der Kalkkögel, die ja räumlich den Sedimenten der nördlichen Kalkalpen (Inntaldecke) am nächsten kommt, weist bereits deutliche Analogien zu diesen auf, während die südlicher gelegenen Tribulaune eine sehr viel dolomitischere Fazies zeigen. Ich werde später auf diesen wichtigen Punkt noch weiter einzugehen haben (vgl. Abschnitt VI).

Es ergibt sich so eine eigene tektonische Stellung der Silvretta-decke. Diese bildet eine einzige ungeheure Klippe, wohl die größte Deckscholle der Alpen, und wird ringsum von ostalpinen Serien umgeben. Sieht man zunächst von der Klippe der Nößbacher Decke am Steinacher Jöchl ab, so ist die Silvrettaecke das höchste Bauelement der ostalpinen Deckenserie. Sie liegt im N der Lechtaldecke auf, im W der „Aeladecke“ (Campodecke), im S der „Umbraildecke“ und der „Campodecke“, im O ebenfalls der „Campodecke“ oder der Lechtaldecke (Innsbrucker Phyllitzone). Im Engadiner Fenster dagegen überfährt sie sogar die Aroser Schuppenzone (Nordwest- und Südostrahlen des Fensters). So drängt sich zunächst sofort die Frage nach der tektonischen Stellung dieser unterliegenden Deckenserien auf. Es ergibt sich aber auch weiter, daß die kalkalpinen Decken der Nordalpen nicht von der Silvretta-decke abgeleitet werden können, wie man das bisher getan hat.

III. Lechtal- und Inntaldecke.

Ich schließe hier an das in Abschnitt I Gesagte an. Die Inntaldecke, deren Sedimente am Kalkalpensüdrand nach S in die Luft steigen, bleibt zunächst außer Betracht.

Es ist von vornherein unwahrscheinlich, daß die große Einheit der Allgäu-Lechtaldecke (die Allgäudecke ist ja nur der Randsplitter der Lechtaldecke) nur in den nördlichen Kalkalpen auftreten soll, nach S aber, wo sie ja hergekommen ist,¹⁾ keine Fortsetzung besitzt. Denn da sie sich doch zweifellos irgendwo während der Deckenverfrachtung selbständig gemacht und von zurückbleibenden Deckenteilen losgerissen hat, so müssen diese zurückgebliebenen Teile auch irgendwo im S vorhanden sein. Daß solche Teile mit anderem Namen belegt und bisher anderen tektonischen Einheiten zugeschlagen worden sind, braucht weiter nicht zu stören.

Wir haben oben gesehen, daß die Landecker Phyllitzone die kristalline Basis der Lechtaldecke ist. Diese Phyllitzone bildet einen großen Deckensattel, dessen kristalline Schiefer allerdings tektonisch stark zusammengehäuft und geschuppt sind. Nördlich dieses Deckensattels liegen die Sedimente der Lechtaldecke, südlich folgen ebenfalls längs der Grenze gegen die Silvrettaecke fort und fort Streifen und Fetzen von Verrucano und anderer Trias, die der Lechtaldecke zugehören. Ihre auffälligste Gestalt gewinnen sie in der Mittagsspitze im Rätikon. Dort setzt nun gegen S zu am Rand der Ostalpen die Lechtaldecke aus, die

¹⁾ Die sogenannte „Heimatberechtigung“ der nördlichen Kalkalpen braucht hier nicht mehr diskutiert zu werden in Anbetracht des Vorhandenseins von Engadiner und Tauernfenster.

Silvrettadecke legt sich wie auf der Nordseite des Engadiner Fensters unmittelbar auf die Fetzen der Aroser Schuppenzone von der Tilisunahütte an bis nach Klosters und Davos. Hier treten, genau wie im Rätikon, zwischen Silvrettadecke und Aroser Zone wieder kalkalpine Sedimente und etwas zugehöriges Kristallin auf, die nur die Fortsetzung der Lechtaldecke sein können.

Die ersten Andeutungen dieses Mesozoikums der Lechtaldecke zeigen sich bereits im südlichen Rätikon, wo ich die Trias des Zuges „Auf den Bändern—Madrisjochgrat“, die deutlich über der Aroser Zone und unter der Silvrettadecke liegt, für die mittelbare Fortsetzung der Trias von der Mittagspitze halten möchte. Schon v. Seidlitz hat eine derartige Verbindung ausgesprochen (72), allerdings handelt es sich keineswegs dabei um eine fortlaufende „Mulde“, wie v. Seidlitz annahm, sondern es sind alles nur Fetzen an der Basis der Silvrettadecke, entsprechend denen unter der Thialspitze.

Hieran schließt sich als zusammenhängende Zone die Lechtaldecke in der Umgebung von Klosters, Davos und Arosa an und wir betreten damit das Gebiet der „Aroser Dolomiten“. Diese sind demnach die direkte Fortsetzung der Scesaplana, d. h. der Lechtaldecke. Da andererseits die Aroser Dolomiten nach der Schweizer Nomenklatur der „Aeladecke“ angehören, so kommen wir hier zur Gleichsetzung von Lechtal- = Aeladecke. In den Aroser Dolomiten baut die Lechtaldecke eine Reihe stattlicher Felsgipfel vom Schiahorn über Mädrigerfluh—Schießhorn bis zum Erzhorn auf, die auch schon in ihrem morphologischen Aussehen den übrigen Gebieten der Lechtaldecke (Allgäuer Hauptkamm oder Vorarlberg) vollkommen gleichen. Im Gebiet von Arosa und Davos wickelt die Lechtaldecke einen Keil von Kristallin der Silvrettadecke in sich ein, der im Parpaner und Aroser Rothorn besonders augenfällig ist. Dieser Keil, dessen Ende unter dem Lenzerhorn liegt, schließt sich im O bei Davos mit der übrigen Silvrettadecke zusammen, unterm Seehorn bei Davos streichen infolgedessen die Aroser Dolomiten unter das Kristallin der Silvretta hinunter.

Unter diesem Keil liegt erneutes Mesozoikum der „Tschirpendecke“, die von den Bündner Geologen zur Aroser Schuppenzone gestellt worden ist (18). Es läßt sich aber nicht verkennen, daß diese „Tschirpendecke“ gar nichts mit der Aroser Schuppenzone zu tun hat, sondern von dieser überall getrennt bleibt, nicht nur tektonisch, sondern auch stratigraphisch. Tektonisch ist zunächst zu bemerken, daß die Tschirpendecke vom Parpaner Weißhorn bis in die Gegend von Klosters deutlich getrennt ist von der Aroser Schuppenzone. Auch die Bündner Geologen trennen sie ja als „oberste Schuppe“ von dieser ab. Hinzu kommt, daß die Ophiolite, die doch so bezeichnend für die Aroser Zone sind, nirgendwo in der Tschirpendecke auftreten. In dieser ist im Gegenteil eine typisch ostalpine Schichtenfolge vorhanden, die genau derjenigen der Aroser Dolomiten entspricht. Auch R. Staub hat diese Auffassung ausgesprochen (84).

Daher sind die „Schuppe“ der Casanna sowie die des Tschirpen und Parpaner Weißhorn abzutrennen von der Aroser Zone und der Lechtaldecke zuzurechnen. Diese bildet so in der Casanna eine aus-

gezeichnete Klippe. Ebenso gehört das Kristallin des Schafläger Zuges zwischen Schiahorn und Schlappintal samt dem auflagernden Sedimentband zur Lechtaldecke. Das Schafläger Kristallin entspricht vollkommen der Phyllitzone von Landeck. Nördlicher im Rätikon rechne ich hinzu die Zone des Trias „Auf den Bändern“ am Madrisjochgrat, wie schon oben erwähnt, die mit Karbon, Rauhwacken, Hauptdolomit und Liasstreifen die Verbindung zwischen Voralberg und Plessurgebirge darstellt.

Aroser Dolomiten und Tschirpendecke sind daher einheitlich und bilden die „Aeladecke“, ihre Trennung ist nur deshalb eingetreten, weil der lange kristalline Keil der Silvrettadecke in die Sedimente der „Aeladecke“ eingefaltet ist. Unter diesem Kristallin kommt im Parpaner Weißhorn, Tschirpen usw. dasselbe tektonische Element heraus wie in den Aroser Dolomiten über ihm.

Das eingefaltete Silvrettakristallin ist somit weiter nichts als eine schmale, lange, eingewickelte Deckenmulde, die hier in die Stirn der Ael-Lechtaldecke eingreift und sie zweiteilt. Daraus ergibt sich aber auch ganz deutlich, daß die Aroser Dolomiten selbst einen nach N überkippten Deckensattel darstellen, der infolge der Überkipfung unter und über sich Silvrettadecke hat. So bilden die Aroser Dolomiten als Deckensattel ein Fenster der „Aeladecke“ in der Silvrettadecke.

Verfolgt man die „Aeladecke“ weiter nach S, so gewahrt man zunächst eine scharfe Reduktion in der Ausstrichbreite. Wohl läßt sich der Tschirpenzug noch bis über die Ova da Sanaspans hinaus verfolgen (15), bis zur Bova Pintga aus Hauptdolomit, Kössener Schichten, Fleckenmergel und Liasbreccien bestehend, dann aber keilt er zwischen Aroser Schuppenzone und Silvrettadecke aus. Und ebenso verschwindet die Fortsetzung der Aroser Dolomiten SW vom Piz Linard, 2720 m, unter den Arlbergkalken und -dolomiten der Silvrettadecke. Wenig weiter südlich an der Albula setzt die „Aeladecke“ nun in voller Herrlichkeit ein, höher aufgefaltet und daher mit von der Erosion verkleinerten Deckenresten der Silvrettadecke. Und hier zeigt sich auch ein prachtvoller Deckenfaltenbau, der weitgehend an die nördlichen Kalkalpen erinnert. So läßt sich östlich der Julia und beiderseits der Albula als Hauptelement die „Landwasserdeckenmulde“ erkennen. In dieser ist die „Aeladecke“ tief in die Unterlage nach NW überkippt, eingefaltet auf der Linie Piz Toissa—Conterser Stein—Filisur. Im Muldenkern, der aus Fleckenmergel besteht, liegt — harmonisch mit der „Aeladecke“ verfaltet — die Silvrettadecke mit Raibler Schichten im Muldenkern. Diese bildet im Gebiet der Landwasser die „Landwassermulde“.

Südöstlich von Tiefenkastral greift ein Deckensattel mit Gesteinen der Aroser Schuppenzone im Kern an der Motta Palousa weit nach O in die „Aeladecke“ ein. Es ist der Deckensattel der Tiefenkastraler Alp. Ihm entsprechen weiter im O, wenn auch nicht unmittelbar, Fenster und Deckensattel von Bergün sowie die Monsteinantiklinale im Kristallin der Silvrettadecke.

Südlich schließt sich daran die Fleckenmergelmulde nördlich vom Piz Michel und Tinzenhorn an, deren Fortsetzung die „Ducanmulde“ in der Silvrettadecke entspricht.

Südlich unterm Tinzenhorn und Piz d'Aela wölben sich dann Sedimente und Kristallin der Errdecke heraus. Von da an beteiligt sich die „Aeladecke“ nicht mehr weiter nach S am Westrand der ostalpinen Decken, sondern ihr Erosionsrand zieht nach O über den Albulapaß hinüber in das Inntal bis Scafs. Die Abtrennung von den Sedimenten an der Stirn der Errdecke ist z. T. sehr schwierig und es ist bislang noch keine Einigkeit erreicht. Eggenberger (28) legt am Albulapaß die Grenze zwischen „Aeladecke“ und tiefern Serien mitten in die Fleckenmergel südlich vom Piz Uertsch und Piz Blaisun hinein. Von einer durchgreifenden Bewegungsfläche ist in diesen aber nichts zu sehen, die Fleckenmergelserie macht einen vollkommen einheitlichen Eindruck. Ich bezweifle daher die Richtigkeit dieser Grenzziehung.

Zwischen den Fleckenmergeln der „Aeladecke“ und dem Kristallin der Errdecke unterscheidet Eggenberger eine Reihe von verschiedenen tektonischen Zonen, deren Herkunftsgebiet die Berninadecke sein soll. Ich glaube nicht, daß Abkömmlinge der Berninadecke hier auftreten, ebensowenig wie ich an das Vorhandensein einer „Albuladecke“ glaube, die von anderen Seiten aufgestellt worden ist. Viel näher liegt die Möglichkeit, die verschiedenen Serien zwischen Albula und Inn in die Aeladecke und in die Errdecke aufzuteilen. Der tektonisch höhere Teil der einzelnen Zonen von Eggenberger, zum mindesten die „Zone von Gualdauna“, gehört als Basisschuppe noch zur „Aeladecke“. Denn diese Zone geht über reduzierte Raibler Schichten und Hauptdolomit ganz normal in Hierlatzkalk und Fleckenmergel über. Als Basiskeil gehören wahrscheinlich hierher auch noch die Raibler Schichten der „Zuozer Zone“. Dagegen gehören die tieferen Teile: „Montisellofalte“, „Castellschuppe“ und „Guardavalschuppe“ als durch die Überfahung der „Aeladecke“ ramponierte und losgerissene Stirnschuppen der Errdecke zu dieser letzteren. Die einzelnen „Zonen“ auf weitere Strecken durchverfolgen zu wollen, erscheint müßig; daher steht auch die Verbindung der einzelnen Zonen, wie sie auf den Profilen von Eggenberger dargestellt ist, auf sehr wackligen Füßen. Auftreten von Hierlatzkalk und Fehlen von Kössener Schichten in der „Zone von Gualdauna“ sowie Auftreten von Kössener Schichten und Fehlen von Hierlatzkalk am Uertsch in der „Aeladecke“ beweisen nichts gegen eine Einheitlichkeit der Serie, da die Fazies an der Trias-Jura-Grenze ohnehin überall rasch im Ostalpinen wechselt.

Sehr bezeichnend sind die in höherem stratigraphischen Niveau auftretenden Manganschiefer, die nach Analogie mit den nördlichen Kalkalpen wohl dem oberen Lias (58) angehören dürften. Wir sehen so in den Fleckenmergeln des Val Tisch und Piz Blaisun ein vollkommenes Äquivalent zu der Fleckenmergelserie in der Allgäu- und Lechtaldecke in den Allgäuer und Lechtaler Alpen.

Weiter im O ist der Dolomit von Scafs wieder ein „Stein des Anstoßes“. Er wird von Eggenberger als eingefalteter Fetzen der Umbraildecke aufgefaßt (28), er kann aber ebensogut die normale Unterlage zu den Fleckenmergeln der „Aeladecke“ sein, doch ist dies für meine Darlegungen hier ziemlich gleichgültig. Die Fleckenmergel der „Aeladecke“ ziehen weiter durchs Val Trupchum und Valle di Fraelle zum Ortler.

So ergibt sich also zunächst die Gleichsetzung, wie sie auch von den Schweizern vorgenommen wurde: Arosener Dolomiten—Aeladecke—Ortlerdecke, für die der Sammelname „Campodecke“ aufgestellt wurde. Diese aber soll „mittelostalpin“ sein. Eine mittelostalpine Stellung kommt jedoch garnicht in Frage. Sehen wir näher zu.

In Abschnitt I und II habe ich dargelegt, daß die Allgäu-Lechtaldecke der nördlichen Kalkalpen nicht als Abkömmling der Silvrettadecke betrachtet werden darf. Diese letztere liegt überall tektonisch auf den Gesteinen der Allgäu-Lechtaldecke. Die Silvrettadecke ist also eine höhere tektonische Serie. Entsprechend muß die Fazies ihrer Sedimente eine südlichere sein und tatsächlich zeigt sie ja auch erhebliche südalpine Merkmale (vgl. Abschnitt II).

Wenn die Silvrettadecke aber im NW und N einheitlich der Lechtaldecke aufliegt, so ist nichts natürlicher, als daß auch im W, S und O die gleiche tektonische Einheit unter ihr zum Vorschein kommt. Dies führt aber dazu, sowohl in den Arosener Dolomiten und damit auch in der „Aeladecke“ und „Ortlerdecke“ das völlige Äquivalent bzw. die normale südliche Fortsetzung der Lechtaldecke zu sehen. Dasselbe ergibt auch der fast lückenlose Zusammenhang derselben um den Rätikon herum mit den Arosener Dolomiten in der Gegend von Davos und Arosa. Und die Fazies der Lechtaldecke im N und der „Aeladecke“ im S ist dieselbe.

Ein weiterer Beweis für die Zusammengehörigkeit dieser Serien ist die Zusammensetzung des Kristallins von Lechtaldecke und Ortlerdecke. Man braucht gewiß auf Übereinstimmung kristalliner Gesteine nicht viel zu geben, aber in diesem Falle entspricht sich das Kristallin beider Serien so vollkommen, wie sich kristalline Serien überhaupt nur entsprechen können. In beiden Einheiten finden sich dieselben Phyllite, Phyllitgneise, Chloritschiefer, Granatschiefer, in beiden treten Marmorlagen und Amphibolite auf. Im N ist es die Landecker und Innsbrucker Phyllitzone, im S die Phyllitzone des oberen Vintschgau mit den Laaser Schichten (34). Es wäre sinnlos, diese Homologie zu verkennen und die gleichartigen Serien einem labilen Deckenschema zulieb auseinanderzureißen.

Und wie im W, so hängen auch im O Lechtal- und „Ortlerdecke“ fast ganz zusammen. Die Innsbrucker Phyllite greifen von N her am Westrand des Tauernfensters weit nach S und ebenso ziehen die Phyllite des Vintschgau weit nach N. Daß ein fast ununterbrochener Zusammenhang besteht, hat die Arbeit von O. Meier erwiesen (55), und niemand kann und würde am Westrand des Tauernfensters diese Serien voneinander trennen. Also auch auf diesem Wege ergibt sich die Gleichsetzung.

Der letzte Beweis ist aber die Fazies. Die Fazies der „Aela-Ortlerdecke“ ist typisch „oberostalpin“. Würde man sie nach der bisherigen Auffassung im „Mittelostalpinen“ belassen, so würde dies paläogeographisch bedeuten: Auf das noch geantiklinal beeinflusste und reduzierte Mesozoikum der Err- und Berninadecke folgt im S anschließend eine normal entwickelte ostalpine Sedimentfolge mit mächtiger Trias

und mächtigem Jura. Nach S zu aber müßte eine neue Schwelle kommen, eine Rückläufigkeit der Fazies einsetzen, denn am Nordrand der Allgäudecke sehen wir wieder deutliche geantiklinale Beeinflussung und sehr reduzierte Mächtigkeiten des Mesozoikums. Das heißt mit anderen Worten: Ein Schnitt würde Mittel- und Oberostalpin oder Ortler- und Allgäu-Lechtaldecke trennen, und beide hätten nichts miteinander zu tun. Dann wiederholte sich in der Allgäu-Lechtaldecke zum zweitenmal die mächtige Entwicklung des Mesozoikums nach S.

Dies erscheint aber als unnötige und auch unwahrscheinliche Komplikation der ostalpinen mesozoischen Paläogeographie. Viel wahrscheinlicher ist doch nur eine ostalpine Geantiklinale, in die Err-Berninaldecke hineingehören und an die sich nach S zu Allgäudecke, dann Lechtaldecke und Ortlerdecke anschließen.

Alle Überlegungen führen so in gleicher Weise zu dem Ergebnis, daß die „Aela-Ortlerdecke“ nicht als mittelostalpinen Element nördlich von der oberostalpinen Allgäu-Lechtaldecke beheimatet ist, sondern sich zwanglos als unmittelbare Fortsetzung südlich an diese anschließt. Dieser Zusammenhang wird weiter verständlich, wenn wir zuletzt noch die Stellung der Inntaldecke einer Betrachtung unterziehen.

In Abschnitt I habe ich hervorgehoben, daß die Inntaldecke frei der Lechtaldecke aufliegt und sich nach S heraushebt infolge des Deckensattels der Landecker Phyllitzone. Genau wie für die Lechtaldecke muß daher eine südliche Fortsetzung auch für die Inntaldecke gesucht werden. Ist diese nun unter oder über der Silvrettadecke zu suchen? Ich habe selbst vor kurzem auf die Möglichkeit hingewiesen (63), die Inntaldecke aus jener Zone jüngerer Schichten herzuleiten, die auf die Phyllitzone südlich folgt und die von der Silvrettadecke überfahren wird. In den Abschnitten I und II ist diese Zone näher geschildert. Nun steht aber diese Zone jüngerer Schichten in normalem Zusammenhang mit den Landecker Phylliten, muß also noch den Sedimenten der Lechtaldecke zugerechnet werden. Trotzdem muß die Inntaldecke unter der Silvrettadecke herbezogen werden und kann nicht der abgefahrene Sedimentmantel dieser sein. Denn die Sedimente der Silvrettadecke zeigen eine ganz andere Fazies als die der Inntaldecke. Infolgedessen kann die Inntaldecke im westlichen Teil der nördlichen Kalkalpen nur als ein losgerissenes Stück einer Decke betrachtet werden, das mit der Lechtaldecke vor dem Aufschub der Silvretta nach N gewandert ist; die Fortsetzung muß im S unter der Silvretta hindurch gesucht werden. Und tatsächlich gibt es dort — südlich des Engadiner Fensters — eine Serie, die der Inntaldecke gleichgestellt und ihr zugerechnet werden kann.

Hält man an der Gleichsetzung: Lechtaldecke—Aela-Ortlerdecke fest, so haben wir im S eine höhere Deckenmasse, die allseits auf der Ortlerdecke frei schwimmt, genau wie dies die Inntaldecke auf der Lechtaldecke im N tut. Es ist die „Umbraildecke“, die im wesentlichen die Unterengadiner Dolomiten aufbaut. Sie wird als höhere Abteilung der „Campodecke“ betrachtet und wurde bisher wie diese ins „Mittelostalpin“ gestellt. Ist aber das „Mittelostalpin“ der Ortlerdecke mehr als unwahrscheinlich, so noch mehr das der „Umbraildecke“. Denn

ihre Fazies ist so typisch ostalpin wie die der kalkalpinen Decken in Bayern und Tirol, ja sogar noch südlicher, denn in der „Umbraildecke“ sind die Raibler Schichten mit ihren Tuffen und Lagern von basischen Gesteinen doch ein deutlicher Hinweis auf südalpine Verhältnisse.

Daher kann nach Fazies, tektonischer Stellung und anderen Merkmalen die „Umbraildecke“ nicht nördlich der Allgäudecke eingereiht, sondern muß als südliche Fortsetzung der Inntaldecke betrachtet werden. Das stimmt in gewisser Weise auch mit der Auffassung überein, die in der „Umbraildecke“ eine höhere Teildecke der „Campodecke“ sieht.

Das heißt aber mit anderen Worten: das Kristallin der „Campodecke“ ist das gemeinsame Kristallin der „oberostalpinen“ Teildecken. Diese zerfallen in zwei Deckengruppen: Allgäu-Lechtal-(Aela-Ortler-)decke unten und Inntal-Umbraildecke oben. Die Campodecke besteht daher südlich des Unterengadiner Fensters aus: Ortlerdecke und Umbraildecke, nördlich desselben aus Allgäu-Lechtaldecke und Inntaldecke. Aequivalente der Krabachjochdecke sind bisher im S noch unbekannt.

Daher ist die bekannte Stirn der Unterengadiner Dolomiten südlich vom Inn keine primäre Deckenstirn, sondern eine sekundäre Faltenform. Daß dies tatsächlich so ist, geht schon daraus hervor, daß die zuletzt über die Unterengadiner Dolomiten hinweggefahrene Silvretta-decke unter die „Stirn“ der Umbraildecke, d. h. also unter eine später angelegte Falte eingewickelt wird (30).

Auf die eigenartige Erscheinung der Deckenzerreißung zwischen den Decken der nördlichen Kalkalpen und der Campodecke südlich des Unterengadins wird im Abschnitt IX eingegangen.

IV. Die Stellung der Err- und Berninadecke.

Err- und Berninadecke werden zurzeit als „unterostalpin“ bezeichnet. Faßt man diese Bezeichnung wörtlich, so würde es sich um die „unteren“ ostalpinen Decken handeln. Das „Unterostalpine“ bekommt eine höhere Bedeutung, wenn man das „Mittelostalpine“ ausschaltet, wie das im vorigen Abschnitt versucht wurde. Denn dann liegen Err- und Berninadecke tektonisch unmittelbar unter, faziell vor dem „Oberostalpinen“, d. h. unter der Lechtal-Ortlerdecke, oder mit anderen Worten: Err- und Berninadecke hätten vor der Deckenbewegung unmittelbar nördlich der Allgäu-Lechtaldecke gelegen, sie würden sich an diese direkt nördlich anschließen. Beweisend für eine solche Auffassung darf natürlich nicht die Tektonik, sondern kann nur die Fazies sein.

Die Fazies der Err- und Berninadecke läßt diese Auffassung ohne weiteres zu; sie kann als typisch ostalpin bezeichnet werden. Über dem Kristallin liegen in der Errdecke zunächst wenig mächtige grüne und rote Quarzsandsteine und Quarzite, die dem Buntsandstein entsprechen. Vertreter der anisichen und ladinischen Stufe fehlen oder sind nur sehr kümmerlich entwickelt. Im Joch zwischen den Trais Fluors und Piz Ot sah ich zirka 6 m graue und bräunliche Dolomitbreccien und zirka 1 m blaugrauen dunklen Dolomit mit schwärzlichen Hornsteinen: eine Serie,

die wohl nur als Vertreter des „Muschelkalks“ angesprochen werden kann. Hierüber folgen im selben Profil zirka 2 m bräunliche brecciöse Kalke und 1 m heller Dolomit, die vielleicht ladinisch sind, möglicherweise aber auch schon den Raibler Schichten angehören. Sicher zu den letzteren gehören zirka 10 m bräunliche und graue Rauhdecken, die von vielleicht 50 m mächtigem grauem Hauptdolomit überlagert werden. Die Trias schließt in diesem Profil ab mit etwa 10 m mächtigen blaugrauen Kalken, die bräunlich anwittern und den Kössener Schichten entsprechen. Ob die darüber folgenden etwa, 4 m mächtigen, dickbankigen blaugrauen Kalken, die sehr an nordalpinen Oberrhätkalk erinnern, noch zum Rhät oder bereits zum Lias gehören, ließ sich nicht entscheiden.

Auch in allen anderen Triasprofilen fällt die Reduktion und auch das Fehlen einzelner Stufen immer wieder auf. Zweifellos vertritt ein Teil der Rauhdecken und Dolomite unmittelbar über dem Buntsandstein, wie sie z. B. Cornelius beschreibt (21), die anisische Stufe. Hieher gehören auch die gelben Kalken, Dolomite und Sandsteine nördlich des Val Beyer, während die stellenweise darüberliegenden hellen Dolomite wohl der ladinischen Stufe zuzurechnen sind. Die Raibler Schichten führen vielfach rote Glimmersandsteine, Dolomitbreccien, bunte Dolomite und Schiefer.

Die Trias der Errdecke ist also ganz außerordentlich reduziert. Ihre Mächtigkeit beträgt nur einen Bruchteil der kalkalpinen Trias in den nördlichen Kalkalpen; Lückenhaftigkeit und terrigene Beeinflussung sind weitere wichtige Merkmale.

Ebenso typisch ostalpin wie die Trias ist auch der Jura. Der Lias wird aufgebaut in dem Profil im Joch westlich der Trais Fluors von einer zirka 25 m mächtigen Serie von blaugrauen, dünnschiefrigen, plattigen Kalken, die, bräunlich anwitternd, teilweise griffelig zerfallen. Eingeschaltet sind ihnen einzelne dickere blaugraue Kalk- und einige Breccienbänke. Die Komponenten dieser werden bis haselnußgroß und bestehen aus grauen eckigen Dolomitbruchstücken. Dieser untere Lias geht über in eine Serie von zirka 30 m phyllitischen Sandkalken und Schiefen, die nach oben immer sandiger bzw. quarzitischer werden. Die untere Hälfte dieser Serie zeigt schwarze, reichlich mit hellem Glimmer belegte, die obere grüne Tonhäute, in der unteren tritt eine Breccienbank auf, deren Komponenten bis über wallnußgroß werden und neben grauen Dolomiten mindestens 50% Kristallin (meist Glimmerschiefer) enthält. Dann folgt eine Mulde von Radiolariten, zuerst zirka 3 m rot und grün, darüber etwa 8 m (doppelt) graue Quarzite und Hornsteine, stark mit weißer Kieselsäure durchsetzt, dann als Hangendflügel wieder zirka 10 m mächtige bunte Radiolarite. Über ihnen liegen unter der Hauptdolomitklippe der Trais Fluors noch etwa 4 m dicke graue geschieferte Aptychenkalke.

Die Liasbreccien erlangen in der Errdecke eine weite Verbreitung. H. G. Steinmann hat sie aus dem Oberhalbstein und dem Val d'Agnelli näher beschrieben (88), und ebenso finden sie sich an der Stirn der Errdecke in der Albulazone.

Auch in den übrigen Gebieten der Errdecke zeigt sich überall dieselbe Zweiteilung des Lias: zuunterst eine mehr kalkige, zuoberst eine mehr

mergelig-sandige Abteilung. Dies ist eine Gliederung ähnlich wie in den nördlichen Kalkalpen, die obere Serie entspricht den Fleckenmergeln, die untere den bunten Liaskalken bzw. den unteren Kieselkalken.

Stellenweise wird die Basis des Lias auch von typischen bunten Kalken eingenommen, die dem Hierlatzkalk der Nordalpen außerordentlich gleichen. So finden sich östlich der Trais Fluors rote oder rot und weiß geflammte Krinoidenbreccien, die sich in nichts vom gewöhnlichen Hierlatzkalk unterscheiden. Seitlich gehen sie in dunkle, Hornstein führende Kalke über. (Genau wie die Hierlatzkalke im Ammergau [51] seitlich in Liaskieselkalke übergehen!) An anderen Stellen, so in der Albulazone, ist der Hierlatzkalk besonders deutlich entwickelt (hier als „Steinsbergerkalk“ oder „Lias in Alvfazies“ bezeichnet). Hier treten wieder graue, bräunliche, weiße und rote brecciöse Kalke auf, die reichlich Dolomit und Kalkbrocken enthalten.

Anderwärts treten auch bunte, daneben graue Liasbreccien auf, die neben Dolomiten und Kalken reichlich Kristallin führen, so an der Albulasträße westlich unterhalb des Hospizes.

Aus allem ergibt sich so klar der ostalpine Habitus auch für den Jura. H. G. Steinmann hat dies so klar hervorgehoben (88), daß ich nicht weiter darauf einzugehen brauche. Nur ganz kurz sei noch auf die „Saluverserie“ hingewiesen, die von Cornelius (21) und Staub (84) für Kreide gehalten wird. Die Ansicht von Staub, der Neokom, Gault und Couches rouges nachzuweisen glaubte, braucht hier nicht diskutiert zu werden, da der „Nachweis“ völlig in der Luft hängt. So beweisen Analogien zum Unterengadiner „Gault“ gar nichts, zumal im Unterengadin der Gault ebenfalls unbewiesen ist. Die Kreideschichtserie der „Falknis-Sulzfluhdecke“ ist so völlig verschieden von den Saluverserien im Val Suvretta, daß nur dem Deckenschema zuliebe, nach dem Err- und Falknisdecke zusammengehören, eine Ähnlichkeit gefunden werden kann. Eine zweite Frage ist, ob es sich tatsächlich um Kreide, dann wahrscheinlich Oberkreide — Cenoman oder Gosau — handelt oder nicht einfach um Lias, wie früher angenommen wurde und neuerdings von H. G. Steinmann (88) — wie es scheint, mit guten Gründen — wieder behauptet wird.

Für die Auffassung von H. G. Steinmann würde das Profil im Taleinschnitt des Val Suvretta da Murezzan sprechen, wo die typische Saluverserie mit polygenen Breccien (bis kopfgroße Dolomite) und Kristallinbreccie südlich und nördlich einer schmalen Radiolaritserie folgt, die sehr wohl eine Mulde darstellen könnte.

Etwas anders dagegen liegen die Verhältnisse am Westabfall des Grates, der sich vom oberen Suvrettasee zum Piz Nair aufschwingt. Hier liegt die Saluverserie deutlich über den zirka 6 m mächtigen Radiolariten als anscheinend ganz normal das übrige Mesozoikum der Errdecke überlagernde Serie. An dieser Stelle möchte ich auch an ein geringeres Alter der Saluverserie glauben, denn so mächtige Breccien und Sandsteine sind mir nirgendwo im Lias begegnet, und immer wird in ganzen Val Saluver die Saluverserie von dem geringer mächtigen Lias durch die Radiolarite getrennt.

Die Gesteine des Piz Nair-Gipfels halte ich im Gegensatz zu Staub (84) nicht für Verrucano, sondern mit Cornelius (21) und Arbenz (8) ebenfalls für Saluverserie. Nirgends ist eine Trennung dazwischen vorhanden, die Kristallinbreccien des Nairgipfels sind genau dieselben, wie sie auch inmitten der Saluverserie auftreten. Außerdem ist ein Übergang durch zuerst nur ganz vereinzelt in den Kristallinbreccien auftretende Dolomitfragmente gegeben.

Für das Alter der Saluverserie kommen also in Betracht: Lias (H. G. Steinmann); oberer Jura (Spitz [73, 74] und Arbenz); Unter- und Oberkreide (Staub); Oberkreide (Cornelius). Für Oberkreide würde sprechen: Da die Erdecke ja typisch ostalpin ist, so wäre die Möglichkeit mächtiger Oberkreidebildungen wohl verständlich. Diese können z. B. dem Cenoman der Allgäu-Decke in den nördlichen Kalkalpen entsprechen oder auch der Gosau; sie könnten sogar schließlich zum ostalpinen Flysch in irgendeiner Beziehung stehen. Und tatsächlich erinnern die Saluverbrecien auch vielfach — abgesehen vom verschiedenen Geröllbestand — an ähnliche cenomane Bildungen. Aus diesen Gründen ist ein Oberkreidealter der Saluverserie nicht von der Hand zu weisen.

Andererseits hat auch die Auffassung als Oberjura vieles für sich. So einmal die unmittelbare Lagerung über dem Radiolarit und das Hervorgehen aus diesem. Die Saluverserie wäre dann als Vertreterin der nordalpinen roten und grauen Aptychenschichten und als nördliche Litoralfazies zu diesen zu betrachten. Daß auch dies möglich ist, zeigt ja das Auftreten von Breccien und Geröllen in den Aptychenschichten am äußersten Nordrand der Allgäu-Decke (10, 59). Es würde ferner die Auffassung damit harmonisieren, nach der die sogenannte „Maraner Breccie“ (vgl. Abschnitt V) ebenfalls ein Oberjuraalter hat. Noch unsicher scheint mir die Stellung der Breccien, die im unteren Val Saluver nördlich der Alpe Saluver an den Abhängen des Piz Padella auftreten und die von Cornelius (21) für Lias gehalten werden. Sie transgredieren über den Hauptdolomit des Padella und bestehen zunächst aus eckigen groben Hauptdolomitfragmenten, dann tritt auch Kristallin neben dunklen Liaskalken auf. Das Bindemittel ist vielfach rotkalkig oder tonig. Die ganze Breccie erinnert so auffallend an die Maraner Breccie, daß man tatsächlich in Versuchung kommt, sie damit zu parallelisieren.

In Einklang mit der Auffassung als Oberjura steht auch das von Arbenz (8) veröffentlichte Profil der Murtirölgruppe bei Scans, wo die gleiche Saluverserie mit großer Wahrscheinlichkeit dem Oberjura angehört. Schon Spitz (74) hat hier dieselbe Meinung geäußert.

So scheint auch mir einstweilen das Oberjuraalter der Saluverserie die meiste Wahrscheinlichkeit zu besitzen. Allerdings hält H. G. Steinmann (88) die Saluverserie des Murtirölprofils auch für Lias.

Ähnlich wie in der Erdecke ist die Schichtenfolge auch in der Berninadecke, in der ebenfalls typisch ostalpine Fazies vorhanden ist. So tritt dieselbe Reduktion der Trias wie in der Erdecke auf, etwas mächtiger sind die Kössener Schichten entwickelt, die dasselbe Aussehen wie in den nördlichen Kalkalpen haben. Darüber oder an anderer

Stelle unmittelbar über dem Hauptdolomit transgrediert der Hierlatzkalk mit groben Komponenten von Hauptdolomit und Rhät, er erinnert vollkommen an den Hierlatzkalk von Arzo oder von Pfronten und Hindelang im Allgäu. Über ihm liegen Liaskieselkalke, Liasbreccien und Fleckenmergel.

Wo gehören nun Err- und Berninadecke ihrer Stellung nach hin, wenn man die Fazies zugrunde legt? Daß sie beide faziiell und tektonisch zusammengehören, ist ja genügend bekannt. Die Errdecke ist der Stirnteil der Berninadecke, die von dieser überfahren wird. Daher setzt die Schubbahn, bzw. Unterfläche der Errdecke nach S aus und wird von der Unterfläche der Berninadecke abgelöst und übernommen. Zwischen den beiden Decken besteht dasselbe Verhältnis wie z. B. zwischen Allgäu- und Lechtaldecke in den Nordalpen oder zwischen unterer und oberer Vilserdecke ebenda.

Legen wir zunächst die Ergebnisse des vorigen Abschnittes zugrunde, wonach die Campodecke der Allgäu-Lechtaldecke des N entspricht, so würde demnach, da im S die Err-Berninadecke direkt von der Campodecke überlagert wird, die erstere im N unter der Allgäudecke liegen müssen. Dort befindet sich aber nur die Aroscher Schuppenzone, bzw. die Serie der Allgäuer Klippen darunter. (Über die Stellung dieser vgl. Abschnitt V.) Es fehlt also im N ein deutliches tektonisches Äquivalent der Err-Berninadecke. Hier gibt nun die Fazies einen deutlichen Hinweis auf die tatsächlichen Verhältnisse.

Das Mesozoikum von Err-Berninadecke paßt in ausgezeichneter Weise unmittelbar an den Nordrand der Allgäudecke. Es ist ja seit einiger Zeit mehr und mehr, vor allem von Boden (10) und mir (59, 60), darauf hingewiesen worden, daß die Sedimente der Allgäudecke nach N zu an Mächtigkeit stark abnehmen, daß also z. B. der Hauptdolomit bis auf weniger als 150 m herabgeht, daß dies in derselben Weise für alle Schichtglieder der Trias und des Jura gilt, und daß diese gleichzeitig einen nach N immer stärker werdenden klastischen Einschlag bekommen. Außerdem ist von größter Bedeutung, daß an der Basis der Allgäudecke als ältestes immer nur Raibler Schichten auftreten, nur am Iseler bei Hindelang auch rötter Buntsandstein (58). Hieraus und aus der raschen Mächtigkeitsabnahme der Sedimente nach N kann man aber den Schluß ziehen, daß am äußersten Nordrand der Allgäudecke die untere Trias entweder primär bereits fehlt oder primär so reduziert war, daß sie bei den Überschiebungen vollends ausfiel. Denn auffallend ist doch die Tatsache, daß am Iseler nur Buntsandstein und Raibler Schichten, sonst aber nichts anderes herausgeschuppt wurde.

Lückenhaftigkeit und terrigene Beeinflussung sind die Hauptmerkmale der nördlichsten Teile der Allgäudecke, die somit bereits in den Bereich der ostalpinen Geantiklinale fallen. Dann reißt aber an deren Nordrand die Verbindung ab. Der ursprüngliche Nordrand muß also bei der Deckenüberschiebung verlorengegangen sein, d. h. er ist im S irgendwo während der Deckenbewegung hängengeblieben.

Da erscheint es wohl nicht mehr als Zufall, daß ausgerechnet im S eine Deckenmasse mit relativ geringer Verbreitung vorhanden ist, deren Sedimente ganz hervorragend an den Nordrand der Allgäudecke bei Hindelang oder Pfronten passen.

Es ist die Err-Berninadecke.

Nun wird auch deren tektonische Stellung im äußersten S, nahe dem Herkunftsgebiet der ostalpinen Decke, verständlich. Err- und Berninadecke sind eben der am Anfang der ostalpinen Deckenbewegung hängengebliebene Randteil derselben, der heute im N am Vorarlberger und bayrischen Kalkalpenrand fehlt! Er ist im S hängengeblieben und dabei unter die Räder gekommen, von der eigenen nachdrängenden ostalpinen Deckenmasse, die wir heute als Allgäu-Lechtaldecke bezeichnen, überfahren worden.¹⁾

So füllen heute Err- und Berninadecke einen toten Zwickel, genau wie überfahrenes Toteis unter dem darübergelassenen Gletscher, in der Südwestecke der ostalpinen Decke aus. Sie haben deshalb, gemessen am ganzen ostalpinen Deckenschub, eine nur geringe Verbreitung und wir sind deshalb hier in der Lage, einmal einen solchen im S zurückgebliebenen Randteil der ostalpinen Decke betrachten zu können.

Zuletzt sei noch an das Problem von Falknis-Sulzfluhdecke erinnert. Diese wird ja seit einiger Zeit von den Schweizern an die Err-Berninadecke angehängt und als von dieser losgerissener Sedimentmantel betrachtet. Diese Auffassung muß als rein hypothetisch betrachtet werden, denn irgendein Beweis, und wäre er noch so klein, ist trotz der Bemühungen von R. Staub bisher noch nicht erbracht worden. Weder Tektonik und Fazies lassen eine Beziehung zwischen Err-Berninadecke und Falknis-Sulzfluhdecke erkennen. Die rein ostalpine Fazies der ersteren habe ich oben hervorgehoben, kein Schichtenglied ist vorhanden, das sich in der Falknis-Sulzfluhdecke wieder finden würde. Umgekehrt ist die Fazies der letzteren alles andere als ostalpin. Schon G. Steinmann hatte dies bei seiner ersten Deckengliederung von Graubünden deutlich erkannt (86) und deshalb die Falknis-Sulzfluhdecke in das „lepontinische Deckensystem“ gestellt.

Auch am äußersten Nordrand der Errdecke oder im Liegendflügel derselben zeigt sich nirgendwo auch nur die leiseste Andeutung von Sedimenten, wie sie für die Falknis-Sulzfluhdecke bezeichnend sind. Noch nicht einmal Spuren eines faziellen Überganges in solche Gesteine sind vorhanden. Man wird mir entgegenhalten, solche Übergänge wären von Cadisch und Staub im Unterengadiner Fenster aufgefunden worden (16, 18, 85). Doch ist das, was dort zur Falknis-Sulzfluhdecke gerechnet wird, ebenfalls seiner Stellung nach gänzlich unbewiesen, so daß auch die postulierten Übergänge in der Luft hängen. Ich glaube nicht, daß im Unterengadiner Fenster überhaupt Falknis-Sulzfluhdecke vorhanden ist (vgl. auch Abschnitt V). Auch H. G. Steinmann hat gewichtige Gründe gegen die Zusammenschaltung von Falknis-Sulzfluhdecke und Err-Berninadecke beigebracht (88).

¹⁾ Der einzige Unterschied gegenüber dem Nordrand der Allgäudecke ist die höhere Metamorphose (z. B. im Lias). Diese erklärt sich aber durch höheren Druck und höhere Belastung unter der darüber hinweggehenden ostalpinen Deckenmasse. Diese selbst zeigt wieder höhere Metamorphose in Graubünden als in den nördlichen Kalkalpen (z. B. in Kössener Schichten und Fleckenmergeln), d. h. in den Gebieten, in denen die Silvrettedecke noch darüber hinweggegangen ist (vgl. auch Cornelius [24]).

V. Die Aroser Schuppenzone.

Die Aroser Schuppenzone spielt am Rand der Ostalpen überall eine große Rolle. Sie läßt sich nicht nur am Westrand derselben von südlich Tiefenkastel an fast als geschlossene Zone bis in den Rätikon verfolgen, sondern tritt auch im Unterengadiner Fenster und am Nordrand der nördlichen Kalkalpen auf. So sind ihre Reste seit langem bekannt in Vorarlberg und im Allgäu, wo sie vom Zitterklapfen an bis über Hindelang hinaus in mächtigen Schubschollen wie im Rätikon auftreten. Weiter sind Fetzen der Aroser Zone am Nordrand des ostalpinen Flysch vom Edelsberg bis an die Salzach hinüber fort und fort erhalten. Es ist das große Verdienst von K. Boden (11, 13, 14), den größten Teil dieser Fetzen in den letzten Jahren aufgespürt zu haben.

Gerade im Allgäu kann die Aroser Schuppenzone ganz vorzüglich zur Abtrennung der beiden Flyschserien benutzt werden (exotischer Klippenflysch in Vorarlberg und im zentralen Allgäu, ostalpiner Flysch im Ostallgäu und Oberbayern). Denn sie liegt überall deutlich über den exotischen Vorarlberger und Allgäuer Klippenflyschmassen, erweist sich also hier als das tektonisch höhere Element. Andererseits liegt sie im Ostallgäu und weiter östlich ebenso deutlich unter dem ostalpinen Flysch, erweist sich also als das tektonisch tiefere Element. Infolgedessen ergibt sich so die deutliche tektonische Trennung dieser beiden Flyschmassen, so daß alles, was E. Kraus neuerdings über Zusammenhänge zwischen diesen beiden Flyschserien behauptet (52), keine weitere Bedeutung hat.

Ein prägnantes Glied der Aroser Schuppenzone sind die grünen Gesteine, Diabasporphyrite und Serpentine. G. Steinmann (86) hatte früher diese Gesteinsserie von Hindelang—Oberstdorf—Rätikon—Plessurgebirge mit den mächtigen basischen Eruptivmassen von Südbünden zu einer einheitlichen Decke, seiner „rätischen Decke“, vereinigt und diese Decke als oberste penninische („lepontinische“) betrachtet. Davon mußten spätere Arbeiten abweichen. So wurde das, was Steinmann im Rätikon und Plessurgebirge als rätische Decke bezeichnete, zur „Aroser Schuppenzone“ umgetauft, während die rätische Decke in Südbünden zur „Plattadecke“ wurde. Letztere ist oberstes Pennin, erstere „unterostalpin“. Die grünen Gesteine in der Aroser Schuppenzone wurden von Staub für tektonische Einschießel der Plattadecke erklärt.

So entstand das merkwürdige tektonische Bild am Ostalpenrand, wonach die Ophiolite in Nordbünden einmal über dem „Unterostalpinen“ (Falknis-Sulzfluhdecke), das andere Mal in Südbünden unter demselben Unterostalpinen (Errdecke) liegen sollten. Diese Darstellung erschien schon immer reichlich gekünstelt. Viel einfacher ist: entweder die Ophiolite bilden eine einheitliche Serie, wie Steinmann meinte, und treten überall im selben tektonischen Niveau auf (frühere „rätische Decke“), dann ist eben die Falknis-Sulzfluhdecke nicht über, sondern unter den grünen Gesteinen Südbündens einzuordnen, also unter der Plattadecke; oder aber die Ophiolite sind nicht auf eine einheitliche Serie beschränkt, sondern treten mehrfach auf: penninische Plattadecke im S, „unterostalpine“ Aroser Schuppenzone im N.

Wie liegen nun tatsächlich die Dinge? Betrachten wir zunächst die Aroser Zone in dem Gebiet, in dem sie ihren Namen erhalten hat: in der Umgebung von Arosa. Hier findet sich folgender Schichtbestand der Aroser Schuppenzone. (Die „Tschirpen- und Casannaschuppen“ rechne ich bereits zur „Lechtal-Campodecke“, wie weiter oben in Abschnitt III ausgeführt wurde.)

Die untere Trias ist sehr kümmerlich entwickelt. Über kristallinen Schubfetzen liegen verschiedentlich etwas Verrucano und Quarzite des Buntsandsteins. Darüber folgen direkt Rauhwacken mit Gips, stellenweise auch schwächliche Dolomite, beide Bildungen sind wohl in die Raibler Schichten zu stellen. Dann folgt normaler typischer Hauptdolomit, bis 100 m mächtig. Stellenweise liegen darüber geringmächtige Kössener Schichten, anderwärts wird der Hauptdolomit unmittelbar vom Lias überlagert. Dieser besteht meist an seiner Basis, häufig (Weißfluhgebiet) ganz, aus groben Breccien, die den Liasbreccien der Errdecke in Südbünden vollkommen gleichen in Aussehen und Zusammensetzung der Komponenten. Es finden sich reichlich Kristallin, Verrucano, Buntsandstein und vor allem Hauptdolomit.

Darüber liegt sogenannter „Aptychenkalk“. Es muß hier aber einmal ausgesprochen werden, daß dieser Aptychenkalk (und dies gilt ebenso für denjenigen in der Err-Berninadecke!) gar nichts zu tun hat mit den Sedimenten, die in den nördlichen Kalkalpen (Allgäu-Lechtaldecke und Inntaldecke) als Aptychenkalk und Aptychenschichten bezeichnet werden. Einmal ist eine lithologische Ähnlichkeit nicht vorhanden und weiter entsprechen sie sich auch stratigraphisch keineswegs. Der „Aptychenkalk“ der Aroser Schuppenzone sowie der Err-Berninadecke liegt unter den Radiolariten, die Aptychenschichten der Nordalpen folgen über diesen. Da nun der „Aptychenkalk“ in den genannten unterostalpinen Gebieten unter den Radiolariten, diese aber vermutlich das einzige Sediment sind, das überall in allen Zonen ungefähr zur selben Zeit gebildet wurde, so ergibt sich ein höheres Alter für den „Aptychenkalk“ in der Aroser Zone und Err-Berninadecke. Da weiter die Radiolarite ungefähr in den oberen Dogger gehören (vielleicht reichen sie noch in den unteren Malm hinein) (51), so ergibt sich, daß die Aptychenschichten in den Nordalpen dem Malm entsprechen (sie gehen hier bis in das Neokom hinein), während der „Aptychenkalk“ der unterostalpinen Gebiete wohl ganz in den Dogger fällt. Beide Bildungen haben daher nichts weiter gemein als den Namen und können gar nicht für stratigraphische Vergleiche dienen, wie dies bisher gern gemacht wurde. Ferner haben die Schweizer zweifellos sowohl dem „Aptychenkalk“ wie auch den Radiolariten der „unterostalpinen“ Zonen ein zu jungliches Alter gegeben (Radiolarite, z. T. untere Kreide).

Über diesem „Aptychenkalk“ liegen die Radiolarite, die sich in nichts von denen der Nordalpen unterscheiden. Damit reißt dann die deutlich erkennbare Stratigraphie der Aroser Schuppenzone ab; über den Radiolariten folgen stellenweise noch Sedimente von bisher unsicherer Stellung. Sie umfassen den Komplex der „Maraner Breccie“, die von G. Steinmann früher für Cenoman gedeutet wurde (86), später aber von ihm als tektonische Breccie aufgefaßt worden ist (87).

Eine Deutung als tektonische Breccie kommt meines Erachtens aber nicht in Frage; ich betrachte sie wie Cadisch (23) und Arbenz (8) als sedimentäre Breccie. Daß diese später tektonisch noch mitgenommen wurde, ist gerade in der Arosener Gegend weiter kein Wunder, aber daß die Breccie nicht tektonischer, sondern sedimentärer Entstehung ist, geht daraus mit aller Sicherheit hervor, daß ihre Komponenten eben sehr polygen sind. Ich beobachtete nicht nur rote Tonschiefer (des Radiolarites), Radiolarit und Hauptdolomit (wie z. B. bei Maran selbst), sondern in den meisten Vorkommen noch reichlich grünes Kristallin, Liaskieselskalk und Liashornsteine. Und zwar finden sich die letztgenannten Komponenten an Stellen, wo keine tektonischen Flächen vorhanden sind, an denen eine tektonische Breccie hätte entstehen können. Selbst wenn man aber solche annehmen würde, wäre nichts geholfen, denn auch in diesem Falle ist nicht ersichtlich, wo Kristallin und Lias hätten herkommen sollen, um zur tektonischen Breccie verarbeitet zu werden. Es ist keine Beziehung zwischen den Komponenten der Breccie und ihrem Herkunftsgebiet in tektonischer Hinsicht vorhanden.

Von den Schweizern wird der Horizont der Maraner Breccie für ein Transgressionssediment ein Radiolarit gehalten, eine Auffassung, die sehr viel Wahrscheinlichkeit besitzt. Doch kommt auch ein etwas jüngeres Alter der Breccie in Frage. Ich beschreibe zunächst einige Profile.

1. Nördlich Maran. Abkürzer zum Ochsenalpweg.

Über Serpentin Breccie aus Hauptdolomit. Darüber Radiolarit, übergehend in rote und grüne Schiefer. Darauf grobe Dolomit-Kalkbreccien, die wenig Radiolaritkomponenten führen, sie gehen in ebensolche Breccien mit massenhaften eckigen, großen und kleinen Brocken von Radiolariten über. Diese stellen zweifellos aufgearbeitetes Radiolaritmaterial dar.

2. Maraner Bergli westlich Maran.

Zuunterst Hauptdolomit, übergehend in grobe Breccien, die Komponenten aus Hauptdolomit, Kalken und Kristallin führen. Die Komponenten sind durchschnittlich faustgroß, stellenweise treten auch bis kopfgroße, eckige Fetzen von Kristallin auf. Darüber folgen Breccienbänke, die neben den eben genannten reichlich Brocken von Radiolarit führen. Sie bilden ebenmäßige Bänke gleicher Dicke. Die Längsachse der Komponenten liegt in der Schichtungsebene. Ihnen eingeschaltet sind rote und grüne, kalkfreie, glimmerführende Schiefer. Darüber folgt sofort wieder Hauptdolomit von wenigen Metern Mächtigkeit, über dem sich die ganze Schichtenfolge von neuem wiederholt. Am Gipfel des Maraner Bergli keilen die Breccien aus, hier legen sich unmittelbar auf den Hauptdolomit grünliche, z. T. eisenreiche Schiefer und Mergel. Sie gehen über in graue Schiefer, hellgraue Mergel und dunkle sandige Mergel, denen Ophicalcit und Variolit eingeschaltet sind (auf Blatt Arosa [19] nicht eingezeichnet), ich halte sie für echte „Aptychenschichten“, also für Sedimente, die jünger als die Radiolarite sind.

3. Brüggerhorn Südseite.

Auf der Südseite (Weg zum Weißhorn) liegen über Kristallin metamorphe, dunkle, kalkige Schiefer des Lias, dann graue „Aptychen-schichten“, darüber Radiolarit. Dieser wird überlagert von groben, bräunlich anwitternden Dolomitreccien (wie bei Maran), in denen ich aber keine Brocken von Radiolarit finden konnte.

4. Brüggerhorn Gipfel.

Auf der Nordseite des Brüggerhorns ist unmittelbar unter dem Gipfel ein gutes Profil aufgeschlossen (die geologische Karte Blatt Arosa [19] ist auch hier reichlich ungenau): Unter den Schiefen des Gipfels (1, oberer Jura, Neokom?) liegen zirka 30 cm rote und grüne Schiefer,

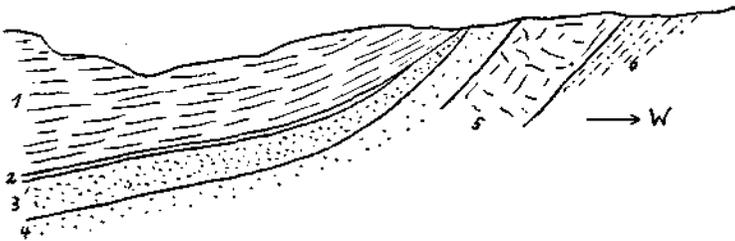


Fig. 2. Profil auf der Nordseite des Brüggerhorngipfels. (Zahlen vgl. Text.)

2; darunter 1,5—2 m Breccie, 3, mit bis faustgroßen eckigen Brocken von Radiolarit, Kalk, Hauptdolomit und Kristallin, nach unten, 4, übergehend in wenig mächtige reine Dolomitreccie. Diese wird unterlagert von zirka 5 m mächtigem Hauptdolomit, 5, der auf einem nach Osten auskeilenden Kristallinfetzen, 6, liegt (Fig. 2).

5. Plattenhorn Südostseite.

Hier sind in der Wand südlich unterm Plattenhorn Südgipfel ausgezeichnete Aufschlüsse (Fig. 3). Von N nach S folgen aufeinander: über Kristallin, 1, Hauptdolomit, 2; darüber, 3, wenige Meter grobe polygene Breccie, die Komponenten bestehen aus Hauptdolomit und aus grauen Sandkalken, Kalken und schwarzen Hornsteinen des Lias. Scharfe Grenze oben gegen 6—8 m grüne und rote glatte Schiefer, 4, der Radiolaritgruppe mit kleinen Manganknollen. Sie werden mit sehr scharfer Grenze überlagert von etwa 5 m grober Maraner Breccie, 5, mit polygenen Komponenten, Radiolaritmaterial ist nicht häufig. Dem oberen Teil der Breccie sind zwei wenig mächtige Bänke von grauen und grünen Kalken, 6, mit Algenresten eingeschaltet, die wohl Oberjura sind. Darüber folgen graue dichte Kalke, 6, ebenfalls Oberjura oder Dogger, dann eine Serie von dunklen metamorphen Schiefen (Lias), 8, in denen mehrfach graue dichte Kalke auftreten, wie 6. Sie werden überlagert von Ophicalcit, 7, darüber Radiolarit, 4, dann folgen wieder metamorphe Schiefer, 8, die von Kristallin, 1, überschoben werden. Die ganze Serie fällt zirka 70° nach S ein.

Auffallend ist das vollkommene Fehlen von Brocken der basischen Intrusiva in der Maraner Breccie. Dies kann wohl nur so erklärt werden, daß die Maraner Breccie älter als die Intrusion der grünen Gesteine ist. Aus den geschilderten Verhältnissen ergibt sich, daß die Maraner Breccie wohl etwas jünger als die Radiolarite sein muß. Sie entspricht vielleicht dem Alter nach den Saluergesteinen der Errdecke (vgl. Abschnitt 4) oder den Konglomeraten in den Aptychenschichten am Nordrand der bayrischen Alpen.

Eine Transgression des Oberjura beschreibt auch Brauchli aus der weiter südlich gelegenen Tschirpenkette (15). Doch fehlt dort vollkommen die echte Maraner Breccie; die Schiefer und Kalke, die nach Brauchli Oberjura sind und über Hauptdolomit transgredieren sollen, können nach meinen Beobachtungen ebensogut Rhät oder Lias sein. Von einer Oberjuratransgression in der Tschirpenkette konnte ich mich nicht überzeugen.

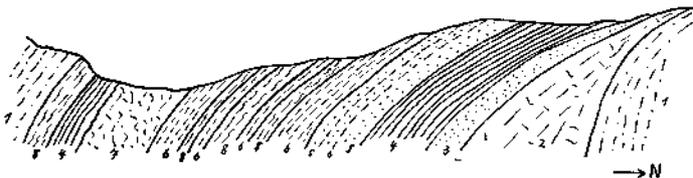


Fig. 3. Profil auf der Südostseite des Plattenhorns. (Zahlen vgl. Text.)

Die auffallendste Erscheinung in der Aroser Schuppenzone sind die darin auftretenden grünen Gesteine, wie Serpentin, Variolit und Diabasporphyr. Die wichtigste Frage ist die nach dem Verband dieser Intrusiva mit den umgebenden Sedimenten. R. Staub (84) hält die ganzen basischen Gesteine für tektonische Einschießel der Plattadecke in die Aroser Zone. Diese würde somit eine tektonische Mischungszone darstellen, die aus „unterostalpinen“ und aus penninischen Gesteinen besteht.

Dieser Auffassung kann ich mich nicht anschließen. Es ist vollkommen ausgeschlossen, die basischen Intrusiva von den Sedimenten der Aroser Zone abzutrennen. Fast überall zeigen die Intrusiva deutliche Kontaktwirkung auf ihr umgebendes Nebengestein, vor allem auf Radiolarite und Aptychenschichten. So zeigt sich, z. B. auf der Nordseite des Aroser Weißhorns in zirka 2500 m Höhe folgendes (Fig. 4): Über die mit dem Hauptdolomit der Weißhornbasis verfallenen Fleckenmergel (mit Breccien im unteren Teil und eingeschalteten Linsen und Putzen von schwarzem Hornstein) legen sich etwa 15 m graue, dichte, z. T. geflaserte Kalke; nach oben gehen diese in helle graue, geschieferte Kalke über, die stellenweise bräunliche Kalkbänke führen. Diese erinnern vollkommen an Gesteine, wie sie z. B. für den Dogger im Ammergebirge (51) sehr bezeichnend sind. Die ganze Serie entspricht wohl den „Aptychenschichten“ unter dem Radiolarit. Dieser selbst folgt darüber in 1—2 m Mächtigkeit, ist seitlich und nach oben verzahnt mit Variolit, der stellenweise sogar vollkommen den Radiolarit aufzehrt und verdrängt. Verschiedentlich sind aber dann noch Radiolarite schollenweise im Variolit enthalten. Weiter nach oben geht der Variolit in Serpentin über, dem der Hauptdolomit einer höheren Schuppe des Weißhorns aufgeschoben ist.

Hier kann kein Zweifel an der engen Zusammengehörigkeit der ganzen Serie sein. Aber ebenso treten auch an allen anderen Stellen die basischen Intrusiva zusammen mit Radiolariten und „Aptychenschichten“ auf, mit diesen durch alle Übergänge von Opicalciten verknüpft.

Auch andere Beobachter dieser Gegend schildern ähnliche Verbandsverhältnisse. So beschreibt Cadisch (16) den Primärkontakt des Totalserpentins mit seinem Nebengestein und ebenso ähnliche Erscheinungen noch von anderen Stellen.

Andererseits geht es auch nicht, die kontaktmetamorph veränderten Gesteine zusammen mit den Intrusiva als herausgelöst aus der Aroser Zone und als penninisch zu betrachten, denn sie sind auf das engste mit den übrigen Gesteinen der Schuppenzone verbunden. Daß natürlich trotzdem nachträglich durch die Tektonik viele Schichtenverbände zerrissen und gegenseitig verschoben wurden, braucht bei dem so heterogenen

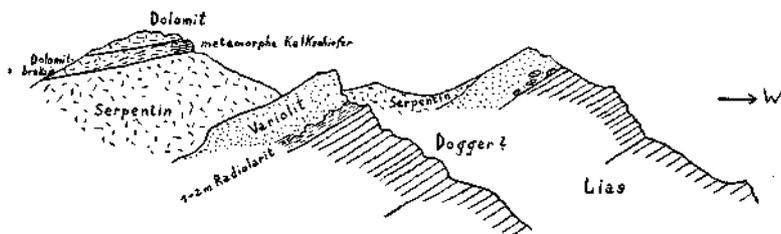


Fig. 4. Profil auf der Nordseite des Gipfels vom Arosarhorn.

Gesteinsmaterial der Aroser Zone nicht Wunder zu nehmen. Auf keinen Fall geht es an, wie R. Staub dies in seinem Profil (84) tut, die gesamte Weißhornkette als penninisch zu betrachten. Zu einer solchen Auffassung kann man nur kommen, wenn man nur die tektonisch am meisten gestörten Profile ansieht, wie z. B. südlich vom Hörnli (Fig. 5), wo unter der Basis des Tschirpen (Lechtaldecke) alles durcheinander geraten ist. Bei der Betrachtung der ganzen Zone und sämtlicher Profile ergibt sich aber die Unhaltbarkeit dieser Auffassung.

Ich halte also die ganze Aroser Schuppenzone für eine einheitliche ostalpine Serie, deren Sedimente typisch ostalpin sind und die durch das Auftreten der basischen Eruptiva besonders bezeichnet ist.

Nach N zieht diese Serie weiter durch den Rätikon, hier sich schon vielfach in einzelne Linsen auflösend. Und ebenso deutlich ist sie dann am Nordrand der Allgäudecke weiter zu verfolgen, durch den Bregenzer Wald und das Allgäu hindurch, wo sie stellenweise in recht bedeutenden Fetzen auftritt (z. B. Warmatgundtal, Umgebung von Hindelang). Diese Vorkommen erinnern vollkommen an gewisse Stellen im Rätikon oder Plessurgebirge, z. B. am Ochsenalpweg. Trotzdem ist neuerdings der Versuch unternommen worden (52), die Aroser Zone im Allgäu als eine „normale Flyschfolge“ der Oberkreide zu betrachten, die so normal ist, daß sogar die Diabasporphyrite, Radiolarite und Aptychenschichten in den Flysch gestellt worden sind. Dieser Versuch, der es nicht weiter als die Geologie zur Zeit Gümbels gebracht hat

und auf ungenügender Beobachtung der tektonischen Kontakte beruht, braucht hier nicht weiter erörtert zu werden.

Fetzenweise tritt auch die Arosener Zone noch am Nordrande der südbayerischen Flyschzone auf, wie am Anfang dieses Abschnittes bereits erwähnt wurde. Ich komme nachher noch auf die Fetzen der Arosener Zone am Nordrande der bayrischen Alpen zurück.

Vom Plessurgebirge nach S läßt sich die Schuppenzone über die Albula hinaus noch bis über Conters im Oberhalbstein verfolgen, dann setzt sie aus. Und damit erhebt sich sofort die Frage nach dem Herkunftsort der Arosener Zone: Ist dieser unter oder über der Errdecke zu suchen, oder ist vielleicht die Arosener Zone der Errdecke gleichzusetzen?

Betrachtet man nur die basischen Eruptiva als maßgebend, so könnte man zu der Auffassung kommen, die Arosener Zone mit der Plattadecke



Fig. 5. Profil südlich von der Hörnlühütte.

1 = Hauptdolomit; 2 = Raibler Schichten des Tschirpen; 3 = graue dichte Flaserkalk (Oberjura?), Übergang in 4 = Ophicalzit; 5 = Diabas; 6 = Dolomit; 7 = Kristallin; 8 = verquetschter Dolomit und Kalk, z. T. marmorisiert; 9 = metamorphe Kalkschiefer, bräunlich anwitternd (Lias?); 10 = Radiolarit.

Südbündens in Parallele zu setzen, sie also unter der Errdecke durch dem obersten Penninikum einzureihen. Dem widerspricht aber die typische ostalpine Fazies der Arosener Zone, die der Platta-Margnadecke vollständig fehlt, denn nirgendwo ist in der Plattadecke der so typische Schichtenbestand der Arosener Schuppenzone gefunden worden. Eine Verbindung dieser beiden kommt daher meines Erachtens nicht in Frage. So bleibt nur übrig, die Arosener Zone entweder der Errdecke gleichzusetzen oder sie, über diese hinweg, von weiter im S herzuleiten. Es käme dabei dann hierfür nur die Berninadecke in Betracht, denn in die Campodecke direkt kann die Arosener Zone keineswegs versetzt werden. Heute hört die Arosener Zone oberhalb Conters nach S zu auf, gerade da, wo die Errdecke nach N hin ihr Ende findet. Man könnte deshalb annehmen, daß die Arosener Zone entweder hier einfach in die Errdecke übergeht (tatsächlich stoßen die Sedimente beider zusammen, ohne daß es bis jetzt möglich wäre, eine Grenze dazwischen zu finden) oder daß sich die Arosener Zone zusammen mit der Campodecke unter dem Piz Michel nach S in die Luft hebt. In beiden Fällen aber würde die Arosener Schuppenzone der doch eng zusammengehörigen Err-Berninadecke zufallen. Vergleicht man die Fazies beider, so zeigt sich, daß die Arosener Zone ganz ausgezeichnet zur Err-Berninadecke paßt. In beiden ist die Trias noch etwas unvollständig, geantiklinal, und beide zeigen denselben Lias mit den so typischen mächtigen Liasbreccien. Im übrigen ist das Mesozoikum der Arosener Zone etwas mächtiger als das der Errdecke, so

daß daraus der Schluß abgeleitet werden könnte, die Arosener Zone in südlichen Teilen der Err-Berninadecke zu beheimaten, bzw. zwischen dieser und der Campodecke. Ganz im Einklang mit dieser Auffassung steht, daß auch Cornelius die Gesteine der Allgäu-Vorarlberger Klippenzone, die ich ebenfalls für Arosener Schuppenzone halte, von der Südseite der Err-Berninadecke herleitet (26).

Es fehlen nur die Serpentine und übrigen basischen Gesteine in der Err-Berninadecke Südbündens, wenn nicht die Serpentine der Berninadecke doch vielleicht hierher gehören.

Es gibt für diese ursprüngliche Lage der Arosener Zone aber noch einen weiteren Beweis, der im ostalpinen Flysch von Südbayern liegt. Dieser enthält nicht nur Gerölle der Allgäu- und Lechtaldecke, sondern auch Fetzen von Serpentin, Diabas und außerdem Brocken eines roten Granits (51), der dem des Buchdenkmals außerordentlich gleicht. Er gleicht aber auch den roten Graniten der Err-Berninadecke ebenso. Daraus geht aber hervor, daß das Südufer des ostalpinen Flysch die Campodecke (Allgäu-Lechtaldecke), das Nordufer aber die Arosener Zone war. Diese liegt daher der Campodecke unmittelbar nördlich vor. Das deckt sich mit den oben abgeleiteten Ergebnissen. Ebenso treten auch im Oberjura und Neokom am bayrischen Alpenrand Diabaskörner auf, die nur von N her sedimentiert sein können.

Werfen wir noch einen Blick auf das Unterengadiner Fenster. Dort scheint vor allem die Arosener Zone eine große Verbreitung zu besitzen. Schon lange sind hier die basischen Intrusiva aus dem Fensterrahmen bekannt. Um so auffälliger ist es, daß noch niemals echte Vertreter der Falknis-Sulzfluhdecke aufgefunden wurden. Wohl sind durch Cadisch (16, 18) und später in einer Arbeit von Cadisch und Staub (85) Gesteine der Kreide beschrieben worden, die als Vertreter der Falknis-Kreide angesprochen werden. Das sind aber nur lithologische Ähnlichkeiten, diese Gesteine brauchen noch keineswegs der Falknisdecke zu entsprechen. (Ungefähr dieselben Gesteine treten auch in der Oberkreide der Lechtaler Alpen auf!) Auffallend ist und bleibt das Fehlen von echtem Falknisjura sowie der markanten Oberjurakalke der Sulzfluhdecke. Es scheint mir deshalb das Vorkommen der Falknis-Sulzfluhdecke im Unterengadiner Fenster einstweilen noch nicht genügend begründet zu sein, zumal die tektonischen Verhältnisse auch eine andere Einordnung dieser Serien zulassen (vgl. Abschnitt VIII: das SW-NO-Streichen des Unterengadiner Fensters läßt gar kein Wiederauftauchen der Falknis-Sulzfluhserie erwarten) und vor allem die begleitenden Gesteine gar nicht für Falknis-Sulzfluhdecke sprechen. Die Basis des Ganzen wird von den grünen Graniten („Tasnagrinit“ und Verwandte) gebildet, die für die Err-Berninadecke so sehr bezeichnend sind. Diese haben wir aber oben (Abschnitt IV) als echt ostalpin erkannt. Weiter sprechen auch die anderen Gesteine für eine ostalpine Serie, so der Verrucano mit den Quarzporphyren, typischer Hauptdolomit, Liaskalk, Liasbreccien und Hierlatzkalk, Aptychenschichten und Radiolarite. Die Kreideschichten kommen ganz ähnlich auch in der Lechtaldecke der Lechtaler Alpen wieder vor, beweisen daher nichts für Falknis-Sulzfluhdecke. Die ganze Serie, in sich vielfach geschuppt, zeigt deutlich

geantiklinalen Charakter und ist von den Ophioliten begleitet. Wie weit dabei normale Primärkontakte zwischen den Intrusiva und den Sedimenten vorhanden sind, ist noch nicht festgestellt.

Daraus ergibt sich der Schluß: Die Sedimente der Aroser Zone sind im Unterengadin auf dem Kristallin der Err-Berninadecke zum Absatz gelangt. Eigentliche Sedimente der Err-Berninadecke sind hier nicht mehr vorhanden, diese werden durch Sedimente der Aroser Zone ersetzt. Dies würde eine Verschmälerung der ostalpinen Geantiklinale in der Richtung von SW nach NO bedeuten. Damit wäre auch die Tatsache erklärt, daß z. B. weiter im O (Westrand des Tauernfensters) nirgendwo die Err-Berninadecke auftritt, sondern als tiefste geantiklinale ostalpine Serie immer nur die Aroser Schuppenzone!

Err-Berninadecke und Aroser Schuppenzone gehören meines Erachtens eng zusammen, ihre Sedimente sind mit denen der nördlichsten Allgäudecke im Bereich der großen ostalpinen Geantiklinale zum Absatz gekommen. Sie bilden zusammen den Nordrand der „oberostalpinen“ Deckenserie, der beim Vormarsch nach N zum Teil gleich im S hängen und zurückgeblieben ist („Err-Berninadecke“), zum Teil noch nach N verschleift wurde und so als abgesplitteter Stirnteil unter die Räder der „oberostalpinen“ Decke gekommen ist (Aroser Schuppenzone).

VI. Die ostalpine Deckeneinheit im Norden und Süden.

Schon aus den bisherigen Ausführungen geht meine neue Auffassung über die Zusammengehörigkeit der einzelnen ostalpinen Decken hervor. Im folgenden seien zusammenfassend die Dinge dargestellt, wie sie sich aus dem Tatsachenmaterial zwangloser ergeben als nach dem augenblicklich herrschenden Deckenschema.

Die bisher als „Mittelostalpin“ bezeichnete Einheit mit ihrer verwirrenden Fülle von Lokalnamen (Campodecke als Sammelbegriff; Aeladecke, Ortlerdecke, Umbraldecke) kann verschwinden. Nach Kristallin und Fazies ihrer Sedimente ist sie weiter nichts als die südliche Fortsetzung der Deckenteile, die im N als „Oberostalpin“ der nördlichen Kalkalpen bezeichnet werden. Diese sind kein Abkömmling der Silvrettadecke, wie bisher angenommen wurde. Die Silvrettadecke ist mit der Ötztaldecke zu einer einzigen tektonischen Serie zusammenzufassen, die als Silvrettadecke bezeichnet wird. Diese ist die höchste tektonische Einheit und kann direkt von den Dinariden abgeleitet werden. Jedenfalls ist sie tektonisch höher als alle ostalpinen Decken im westlichen Teil der nördlichen Kalkalpen.

Die bisher als „Unterostalpin“ benannte Serie (Err-Berninadecke, Aroser Schuppenzone) bildete den ursprünglichen Nordteil der oberostalpinen Decke, ist also nördlich unmittelbar an die Allgäudecke zu hängen und beim Vormarsch des ostalpinen Blockes im S zurückgeblieben und von rückwärtigen Deckenteilen überfahren worden. Die Falknis-Sulzfluhdecke findet keinen Platz im Ostalpinen, sie muß tiefer liegen.

Faziell reihen sich so unmittelbar aneinander: Err-Berninadecke—Aroser Schuppenzone—Allgäu-Lechtaldecke—Inntaldecke. Dahinter

reihen sich die Dinariden an, zuvorderst mit den Sedimenten der Silvrettadecke, die nach N mehr und mehr Anklänge an die Sedimente der nördlichen Kalkalpen zeigen (Kalkkögel), nach S aber eine immer dolomitischere Fazies (Tribulaun), bzw. immer mehr süd-alpines Gepräge (Graubünden) zeigen.

So ergibt sich eine ursprüngliche, einheitliche „ostalpine“ Decke, die Bezeichnungen unter-, mittel- und oberostalpin sind schematisch und überflüssig. Stellt man diese vereinfachte Deckennomenklatur in Vergleich zu der bisherigen (links), so ergibt sich:

ober- ostalpin	{	Nöblacher Decke Ötztaldecke	Nössischer Decke Silvrettadecke	}	(Dinariden)				
	{	Silvrettadecke	{	Krabachjochdecke Inntaldecke Lechtaldecke Allgäudecke	ostalpine Decke	{	Krabachjochdecke Inntal-Umbraildecke Allgäu-Lechtal- Ortlerdecke	}	(Campodecke)
mittel- ostalpin	{	Campodecke	{	Umbraildecke Ortlerdecke- Aeladecke		{	Err-Berninadecke, Aroserschuppenzone	}	ostalpine Geantiklinale
unter- ostalpin	{	Aroserschuppenzone Err-Berninadecke, Falknis-Sulzfluhdecke							

Aus der Gegenüberstellung dieser Tabelle geht ohne weiteres die gewaltige Vereinfachung gegenüber dem alten Schema hervor. Der ganze hier dargestellte Deckenbau läßt sich auf die einfache Formel zweier Decken bringen: Campodecke mit dem Randstreifen der ostalpinen Geantiklinale und darüber die Silvrettadecke, die schon als Abkömmling der Dinariden betrachtet werden kann. Alle übrigen Decken sind nur Zerreißen innerhalb der ostalpinen Deckeneinheit, also interne Deckenbildung, als deren bedeutendste und selbständigste wohl die Abspaltung der Inntal-Umbraildecke betrachtet werden muß.

Es ergibt sich so eine grandiose Einheitlichkeit der ostalpinen Decke, die ihre Bewegung „en bloc“ durchführte und an und mit der ostalpinen Geantiklinale vom Untergrund losriß. Während des Deckenschubs zerlegte sie sich in ihre Teildecken, ähnlich wie dies ja auch für die helvetischen Decken gilt, die während des Deckenschubs aus einer einheitlichen Gleitmasse sich in Teildecken zerlegten. Hiebei noch eine „Wurzel“ für jede Decke zu suchen, ist natürlich überflüssig, da es keine gibt. Damit kommen wir zu dem Mechanismus dieser Deckenbewegung. Zunächst müssen wir aber noch einen Blick auf den Ablagerungsraum der ostalpinen Gesteine werfen.

VII. Die ostalpine Geosynklinale.

Schon mehrfach sind Versuche unternommen worden, die ostalpine Geosynklinale zu umgrenzen und darzustellen. So habe ich selbst 1923 einen Versuch unternommen (60). Immer aber wirkte das Vorhandensein einer mittelostalpinen Zone störend, in der typische und mächtige ostalpine Sedimente noch nördlich der Allgäudecke einzuzeichnen waren, obwohl schon in der Allgäudecke eine deutliche Abnahme der Mächtigkeit

und Verarmung des Schichtenbestandes nach N festzustellen waren. Nördlich der „oberostalpinen Geantiklinale“ war daher noch einmal ein ostalpiner Faziesrückfall im mittelostalpinen Becken anzunehmen.

Durch die neue Auffassung wird auch die ostalpine Geosynklinale wesentlich vereinfacht, der störende mittelostalpine Faziesrückfall kann wegfallen. Es folgt so auf den penninischen Meeresraum (siehe Fig. 6) die „ostalpine Geantiklinale“, die alles in sich einschließt, was früher als „unterostalpinen Inselkranzgebirge“ (16), „romunischer Rücken“ (49, 50) und „oberostalpine Geantiklinale“ (60) bezeichnet worden ist. Er deckt sich aber auch insoweit mit dem „südvindelizischen Rücken“ von Leuchs (53), als dieser die kristalline Schwelle am Nordrand der ostalpinen Geosynklinale (= kalkalpinem Meeresraum von Leuchs) damit meint. Eine Differenz zwischen Leuchs und mir besteht nur in der räumlichen Lage dieses Hochgebietes, das Leuchs als trennende Barre zwischen Helvetisch und Ostalpin (= Kalkalpin) ansieht unter Außerachtlassung des Pennins im Engadiner und im Tauernfenster.¹⁾

Wie läßt sich nun die ostalpine Geantiklinale vom Westrand der Ostalpen weiter nach O verfolgen? Kockel (49) und ich (60, 64) sind schon früher diesem Problem nachgegangen und dabei zu Ergebnissen gekommen, die von der bisherigen Deckentheorie nicht unbedeutend abweichen. Ich muß heute erst recht an dieser Meinung festhalten, und ich stelle auch hier noch einmal die Gründe zusammen, die für meine frühere Auffassung sprechen. Da ist einmal die Tatsache festzuhalten, daß das Helvetikum nach O verschwindet und nicht einmal mehr den Wiener Wald erreicht. Über die Ybbs hinaus geht kein Helvetikum. Man könnte dem ja entgegenhalten, das Helvetische sei unter den ostalpinen Überschiebungsmassen begraben. Da wäre es nun wirklich ein Wunder, wenn sich nicht doch irgendwo helvetische Schubsetzen herumtrieben. Solche sind aber weder in der östlichen Flyschzone noch in den Karpathen bekannt. Außerdem weisen die helvetischen Sedimente schon im Vorarlberg und Allgäu deutliche Zeichen der Verschmälerung und Einengung des helvetischen Meeresraumes nach O auf. So ist das Faziesgefälle nicht mehr NW—SO, sondern W—O geworden (61). Weiter zeigt die Versandung der helvetischen Sedimente nach O zu schon bis Schliersee das allmähliche Ende an. Und auch die beliebte Methode, den Flysch Österreichs als helvetisches oder ultrahelvetisches Äquivalent zu betrachten, ist ganz abwegig, denn dieser Flysch hat gar nichts mit dem Helvetikum zu tun (12, 64, 66, 67). Dasselbe gilt aber ebenso für die penninische Zone; auch sie muß nach O ein Ende finden. Es wäre ja schließlich merkwürdig, wenn es anders wäre und wenn die einzelnen Faziesgebiete girlandenförmig um den Erdball liefen.

Nun gibt es aber glücklicherweise noch bessere Beweise. Sie liegen im Ostalpinen selbst. Schon mehrfach ist ja auf die Anzeichen der

1) Der Name „vindelizisch“ für innerhalb der Alpen gelegene Landstreifen ist wohl am besten überhaupt ganz zu vermeiden. Es gibt nur ein vindelizisches Land, das nördlich vom Helvetikum (bzw. Absatzraum der helvetischen Decken) liegt, also unter der Molasse Oberbayerns und Oberschwabens. Im W entspricht ihm der Lage nach genau das Aarmassiv.

nördlichen Schwelle (ostalpine Geantiklinale) am Nordrand der ganzen Kalkalpen vom Allgäu bis nach Wien hingewiesen worden. Die Gesteine der österreichischen „Klippenzone“, die ebensogut ostalpin sind (67, 90) wie die der übrigen nördlichen Kalkalpen, wurden in unmittelbarer Nähe der Geantiklinale abgelagert (Grestener Schichten usw.). Und von dieser selbst liegen die Reste ja im Granit des Buchdenkmals vor. Dieser Granit steht aber gleichzeitig schon den Gesteinen der böhmischen Masse sehr nahe. Und allenthalben enthalten sowohl kalkalpine Gesteine wie auch der Flysch Komponenten desselben roten Granits. Und noch weiter östlich, im Wiener Wald, erreichen solche Komponenten eine weite Verbreitung. Solche und weitere klastische Bestandteile (dazu kommen die Granitaufschürflinge von der Flyschbasis im Wiener Wald [32]) sind von N eingeschwenkt und zeigen deutlich böhmische Abkunft. Mit anderen Worten: die ostalpine Geantiklinale, die in Graubünden in Err- und Berninadecke vorliegt, ist im O zum Südrand der böhmischen Masse geworden. Daran ändert auch das „Fenster“ des Semmering nichts, dessen tektonische Natur (liegt überhaupt ein Fenster vor und kann der Semmering nicht den Tribulaunen entsprechen?) noch so ganz ungeklärt ist. Im Semmering treten weder helvetische noch penninische, sondern ausschließlich ostalpine Sedimente auf.

Die ostalpine Geantiklinale hängt sich also nach O an die böhmische Masse an, und nun wird das Auskeilen der helvetischen und penninischen Meeressräume und Faziesgebiete verständlich. Im Meridian von Wien gibt es nur noch „Ostalpin“ und dasselbe gilt für die Karpathen, an deren Nordrand der böhmisch-sudetische Untergrund häufig genug aufgeschürft ist, ohne jede Spur von helvetisch oder penninisch, und die Richtigkeit der hier dargelegten Anschauung nur bestätigt.

Genen S und SW springt die ostalpine Geantiklinale von der böhmischen Masse ab und macht den Platz frei für penninisch und helvetisch, die sich in immer breiter werdender Zone nach W zwischen vindelizischem Land-Aarmassiv einerseits und ostalpiner Geantiklinale andererseits einschieben. Damit wird die ostalpine Geantiklinale zur Trennungsschwelle zwischen germanischem und mediterranem Gebiet (Fig. 6).

Bezeichnend für die ostalpine Geantiklinale scheinen Granite von bestimmter Zusammensetzung zu sein. Ich erwähne folgende: Granit vom Buchdenkmal, bestehend aus Quarz, Mikroklinperthit, Plagioklas und z. T. chloritisiertem Biotit (Heritsch [45]). Tasnagranit, bestehend aus Quarz, Mikroklinperthit, serizitisierter Albit-Oligoklas, Biotit, meist in Chlorit oder Muskovit umgewandelt (77). Albulagranit, bestehend aus Quarz, Mikroklinperthit, Albit-Oligoklas, teilweise saussuritisiert, Biotit, meist in Chlorit umgewandelt (77).

Dieselbe Zusammensetzung haben die Granitbrocken, die ich neuerdings im ostalpinen Flysch des Ammergaus gefunden habe (51), und die ebenfalls von der ostalpinen Geantiklinale stammen.

Ich wage nicht zu entscheiden, ob die eigenartige gleiche Zusammensetzung dieser Granite, die sich nur im Bereiche der ehemaligen ostalpinen Geantiklinale finden, mehr als Zufälligkeit ist. Daß Tasnagranit

und Albula-Errgranit grün gefärbt sind, spielt als sekundäre Umwandlung keine Rolle, müßte aber immerhin erklärt werden.

Dieselbe Zusammensetzung endlich, besonders übereinstimmend mit dem Granit des Buchdenkmals, haben die berühmten Habkerngranite, die als exotische Komponenten und Blöcke im Wildflysch der Habkern-Hochkugeldecke liegen. Heritsch gibt als Bestandteile an (45): Quarz, Mikroklinperthit, Plagioklas, teilweise chloritisierter Biotit. Es könnten dementsprechend auch die Habkerngranite von der ostalpinen Geantiklinale

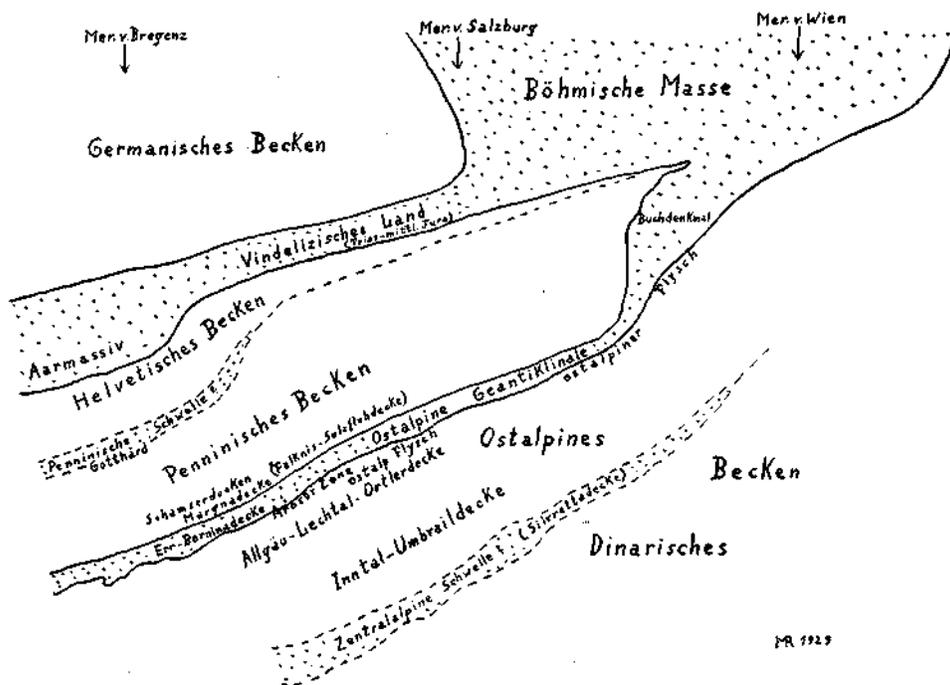


Fig. 6. Paläographische Skizze der Ostalpen (Trias und Jura).

Punktiert: Gebiete vorwiegender Abtragung. Weiß: Gebiete vorwiegender Sedimentation.

hergeleitet werden. In einen Fall wurden solche Granite nach S in die kalkalpinen Sedimente und den ostalpinen Flysch sedimentiert, im andern Falle von der Geantiklinale nach N in den exotischen Klippenflysch der Habkern-Hochkugeldecke bzw. in den Falknismalm transportiert.

Weniger scharf wird die Grenze zwischen Ostalpin und Dinariden gewesen sein, stehen sich doch in fazieller Beziehung beide schon äußerst nahe. Eine kristalline Schwelle oder wenigstens die Andeutung einer solchen, wenn auch vielfach unterbrochen, mag als Grenze zwischen beiden Gebieten bestanden haben, gewisse Anzeichen in den Sedimenten sprechen dafür. Diese Zone liegt heute in der Silvrettaecke vor. (Der Ausdruck „zentralalpine Schwelle“ ist unglücklich, denn die Zentralalpen sind ein geographischer und kein geologischer Begriff. Auch heute noch wird der Begriff „Zentralalpen“ in tektonischem Sinne immer

wieder besonders von den Gegnern der Deckenlehre angewandt. So sind die nördlichen Kalkalpen zwar nicht über die Silvrettadecke [also Silvretta-Ötztal-Masse] herübergekommen, wohl aber über das Engadiner und das Tauernfenster. Beide aber sind „Zentralalpen“.)

Die hier dargelegten Faziesverhältnisse sind von großer Wichtigkeit für die Frage der ostalpinen Deckenbewegung, der wir uns jetzt zuwenden.

VIII. Die ostalpine Deckenbewegung.

Es kann heute trotz aller Diskussionen kaum mehr ein Zweifel darüber bestehen, daß die Bewegung der ostalpinen Decke als ganze Masse von S nach N gerichtet war. Und doch gibt es eine Reihe von Erscheinungen, die sich anscheinend mit dieser Bewegungsrichtung gar nicht oder nur schlecht vereinen lassen, sondern eine mehr westgerichtete Bewegung zu erkennen geben. Infolgedessen konnten und mußten Anschauungen entstehen, wie sie von Rothpletz (68) und später von Spitz (74, 75, 77) geäußert wurden. Über diese Anschauungen darf nicht einfach hinweggegangen werden, da zweifellos etwas Richtiges in ihnen steckt. Auch gegenwärtig rechnet ja die Deckentheorie schon mit SO-NW-Bewegung der Silvrettadecke oder mit „Querfallen“ in Graubünden.

Und doch lassen sich beide Bewegungsrichtungen miteinander in Einklang bringen. Ich führe nun zunächst einige Stellen vom westlichen Ostalpenrande an, die auf SO-NW- oder O-W-Bewegung hindeuten.

Geht man von N am Rand der ostalpinen Decken bis in den Rätikon entlang, so zeigen sich bereits am bayrischen Alpenrand die Spuren solcher Bewegung. Wir finden sie zum erstenmal im Ostallgäu bei Füssen und im westlichen Ammergebirge, in einem Gebiet, wo rein äußerlich schon das W-O-Streichen der nördlichen Kalkalpen begonnen hat. Die Schichten streichen hier aber in Wahrheit am Alpenrand bei Pfronten, Füssen und im westlichsten Ammergau SW—NO, werden dann aber von zahlreichen Blattverschiebungen derartig versetzt, daß immer der westliche Teil nach NW vorgesetzt ist (51).

Dadurch wird äußerlich bereits das W-O-Streichen der nördlichen Kalkalpen vorgetäuscht. Der Effekt, der erzielt wird, besteht aber darin, daß der Bogen der ostalpinen Decke sich langsamer nach SW zurückzieht, als dem Schichtenstreichen entsprechen würde, und erst von Hindelang bis Oberstdorf schwenkt dann die ostalpine Decke stark nach SW zurück. Es zeigt dies deutlich eine Ausweichsrichtung der ostalpinen Decke im Allgäu nach NW, also einen primären Bogen, an. Diese Erscheinung wird noch verstärkt durch das Streichen der Allgäuer Hauptmulde, die in den Taunheimer Bergen schon O—W streicht, dann aber rasch nach SW umbiegt und südlich Oberstdorf vorbeistreicht.

Man kann dieses tektonische Verhalten erklären durch eine primäre Schubrichtung aus SO, wie sie vielfach ja auch angenommen wird. Im Widerspruch damit steht das Streichen der zahlreichen Spezialfalten unter den Allgäuer Überschiebungen, die nach Cornelius (22) auf eine fast rein süd-nördliche Bewegungsrichtung hindeuten. Man entgeht diesen Schwierigkeiten, wenn man annimmt, daß die Schubrichtung tatsächlich

S—N war, daß aber bei dieser Bewegung die ostalpine Decke im W ein Hindernis hatte, an dem ihre Bewegung gebremst und verlangsamt wurde. Dadurch werden die östlichen Deckenteile nach N weiter vorgezogen als die am westlichen Deckenrand, die dafür ihrerseits Ausweichbewegungen in der Richtung gegen und auf die westliche Hemmungszone, also in der Richtung gegen W und vor allem NW, machen müssen. Arbenz hat schon 1913 diese Ansicht vertreten (5). Besonders die Nordwestbewegung stellt sich so als vermittelnde Bewegungsrichtung zwischen dem S-N-Schub und dem Festgehaltenwerden im W dar.

Dieselben Strukturen finden sich im Rätikon, in den die ostalpine Decke vom Allgäu her in der bekannten Weise zurückschwenkt. Im Rätikon knicken die Streichrichtungen zum zweitenmal ganz deutlich ab. Das WSW-ONO-Streichen der Faltenzüge in den Vorarlberger und Lechtaler Alpen geht zuerst in ein SW-NO-Streichen, dann im eigentlichen Rätikon sogar mitunter in reines N-S-Streichen über. Ich brauche hier nur folgende Falten als Beispiele anführen: Die Seesaplanamulde mit ihrer Kreidefüllung streicht von nördlich Bludenz nach SW und SSW, streckenweise zeigt sie fast reines N-S-Streichen (z. B. südlich Brand), SW-Streichen haben weiter die Hauptdolomitmulde der Fundelkopfschuppe, N-S-Streichen die Faltenzüge der Trias innerhalb der Dreischwestern-Heupielschuppe.

Ebenso streichen auch die Deckensättel des Rätikon und die daraus hervorgehenden Schuppenflächen (54, 63, 92) SW, zuletzt biegen sie in N-S-Streichen um, dann geht der Schuppenbau deutlich nach NW und W. Das sind Strukturen, die nur am primär angelegten Westende der ostalpinen Decke entstehen konnten, Axialgefälle und Erosionsrand helfen hier nicht weiter.

Ähnliche Strukturen finden sich auch überall weiter im S. So streicht die ostalpine oberste Schuppe der Casanna („Tschirpendecke“) mit ihren Schichten SW-NO, weiter sei hier an das N-S-Streichen der Schuppen innerhalb der Falknisdecke südlich von Tschierschen erinnert. Auch die Schichten der Aroser Schuppenzone im Aroser Gebiet zeigen deutliches SW-NO-Streichen, und ähnliches gilt für die Aroser Dolomiten (z. B. Furkahorn, wo Achsen und Schichten NO streichen). Auch die Umbiegung des eingewickelten Rothornkristallins nach S kann nicht allein auf den Erosionsanschnitt zurückgeführt werden. Und weiter ist in dieser Gegend das SW-NO-Streichen der Faltenachsen innerhalb der Silvrettadecke zu erwähnen. Alle diese Strukturen, deren Bewegungssinn nach NW oder W gerichtet ist, können nur in einem Oberflächenstockwerk entstehen, das freie Bewegungsmöglichkeit hat. Dies trifft ja für die ostalpine Decke zu. Decken tieferer Stockwerke müssen vielfach den S-N-Schub durch reines W-O-Streichen festhalten. Dies tun ja auch tatsächlich die penninischen Decken, die unter den ostalpinen Deckenbogen untertauchen.

Gleichsinnig damit streichen weiter im O die Achse des Unterengadiner Fensters, die Falten am Rand der Umbraildecke (der Stirnrand des Münstertaler Kristallins verläuft sogar N—S), das Kristallin der Campodecke im Vintschgau und die Judikarienlinie. Und endlich sei hier noch an die — wenn auch vielfach umstrittenen — Querfalten

in Südgraubünden erinnert, die allerdings nicht mehr die große Bedeutung haben wie die vorerwähnten Strukturen, da sie schon nahe dem Südrand dieser ganzen Erscheinungen liegen und sich deshalb nicht mehr so deutlich abbilden wie weiter im N.

Aber auch außerhalb der ostalpinen Decke treten noch solche Strukturelemente auf, die nicht vernachlässigt werden dürfen. So schwenken die Falten im westlichen Tauernfenster aus der O-W- in die SW-Richtung ein. Weiter hat Arbenz schon vor längerer Zeit auf die Konvergenzerscheinungen im helvetischen Gebiet hingewiesen (5), ich brauche hier nicht mehr darauf einzugehen. Auch die in den Ostalpen selbst vorhandenen Strukturen dieser Richtung (z. B. Knickung der Karwendelmulde, Weyrer Bögen, N-S-Linien in Steiermark usw.), die Heritsch (44) zusammengestellt hat, können hier übergangen werden; erwähnt sei nur noch, in wie ausgezeichnete Weise noch heute die kalkalpinen Decken in der Form ihres Erosionsrandes solche Strukturen festhalten (Allgäu-Lechtal-Intaldecke), auch hier wieder ein Beweis für die primäre Anlage dieser Dinge.

So ergibt sich, daß die ostalpine Decke nicht über die Westalpen hinweg gezogen werden darf. Ihr heutiger westlicher Erosionsrand tastet noch deutlich dem primären Westrand nach. Diesem am nächsten stehen wir vielleicht im Rätikon, weiter entfernt wohl im Oberengadin.

Wie weit die ostalpine Decke dabei noch mit ihrem Bogen nach W gereicht hat, läßt sich heute noch nicht eindeutig festlegen, immerhin muß sie noch erheblich östlich des Scheitelpunktes der Tessiner und der Aarmassivkulmination geblieben sein. So ergibt sich eine Linie, die am wahrscheinlichsten vom Rätikon an Vättis vorbei zur Adula und von da zum Comer See verläuft. Sie stellt die primäre Begrenzung des ostalpinen Deckenbogens dar (Fig. 7).

Aus dem Gesagten ergibt sich von selbst, daß eine Frage nach der „Wurzelzone“ der ostalpinen Decke überflüssig ist. Eine „Wurzel“ im Sinne der früheren Deckentheorie ist nicht vorhanden, die ostalpine Decke setzt als Ganzes, als große Platte im S mit der Campodecke und ihren Äquivalenten in die Tiefe. Von einer „Wurzel“ kann man nicht reden. Ebenso sind natürlich keine „Wurzeln“ für die einzelnen ostalpinen Teildecken vorhanden, die alle nur aus dem Übereinanderschoben einzelner Platten entstanden sind.

Auf der Suche nach nicht vorhandenen „Wurzeln“ hat die frühere Deckentheorie schon viel Zeit und Mühe unnötig verschwendet, weil vergessen wurde, daß die meisten Decken (nur das Pennin macht eine Ausnahme) keine Überfaltungsdecken oder „Deckfalten“, sondern plattenförmig übereinandergeschobene Überschiebungsdecken sind.

Ich fasse zusammen: Die ostalpine Decke hat eine Deckenbewegung en bloc durchgeführt, die Zerreißfläche liegt an der ostalpinen Geantiklinale, die den Schub noch mitgemacht hat. Nach einem „Mittelschenkel“ zu suchen, ist überflüssig, denn solche Decken wie die ostalpine gehen nicht aus einer Falte hervor, es handelt sich nicht um eine „Deckfalte“, sondern um eine Überschiebungsdecke.

Der ostalpine Deckenblock zeigt nicht nur eine Nordgrenze, sondern ebenso deutlich eine Westgrenze, die durch die große Kulminationszone

Durch das Hängenbleiben am westlichen Hindernis bei der S-N-Bewegung und die dadurch entstehenden Aufwärtsbewegungen gegen das Hindernis zu, ergeben sich die abweichenden Strukturen am Westende der ostalpinen Decke.

Während der Deckenbewegung des ostalpinen Blockes entstehen durch Reibung, Widerstände, Hängenbleiben einzelner Teile usw. ähnlich wie im Helvetikum die einzelnen Teildecken.

Dies führt uns zu einer Gesamtbetrachtung des ostalpinen Deckenbogens.

IX. Der ostalpine Deckenbogen.

Faßt man alle Erscheinungen tektonischer Art zusammen, die sich an der Grenze der Ostalpen entlang finden, so geht daraus deutlich die Tatsache hervor, daß die ganzen Strukturen nicht beliebige Zufälligkeiten sein können, sondern im Bau des Gebirges begründet liegen müssen. Wie schon im vorigen Kapitel ausgeführt, lassen sich diese Erscheinungen nur als Folge der primären Westbegrenzung der ostalpinen Decke verstehen.

Rothpletz hat darauf seine O-W-Bewegung begründet und damit schärfste Ablehnung erfahren. Und nicht ganz mit Unrecht, denn Rothpletz ließ sich durch die sekundären Erscheinungen des Deckenschubs täuschen. Seine Randspalten, längs denen die Ostalpen nach W bewegt sein sollen, existieren nicht, es sind die bei der späteren Deckenfaltung steilgestellten Überschiebungsf lächen, an denen überall die ursprüngliche S-N-Bewegung nachgewiesen werden kann. Weiter ließ sich Rothpletz durch die zahlreichen W—O streichenden Striemen auf Rutschflächen täuschen, die doch nichts weiter als der Ausdruck ost-westlicher Dehnung und Ausweichbewegung infolge süd-nördlicher Zusammenpressung sind.

Der S-N-Bewegung der ostalpinen Decke als Ganzes muß bei jeder Theorie Rechnung getragen werden. Was ist aber als Folge dieser Bewegung und aus dieser Bewegungsrichtung heraus beim Fortgang der Bewegung entstanden?

Es ist ganz klar, daß wenn die ostalpine Deckenmasse über die ganzen Westalpen noch mit hinweggegangen wäre, niemals solche Strukturen hätten entstehen können, wie wir sie am Rande der Ostalpen gegen die Westalpen finden. Diese Strukturen können nur als während der Deckenbewegung entstanden und aus dieser heraus erklärt werden. Damit geben sie sich aber als eine Erscheinung zu erkennen, die nur da entstanden sein kann, wo die ostalpine Decke ein primäres Ende gegen W nahm. Wie haben wir uns dieses aber vorzustellen?

Aus der ostalpinen Geosynklinale im S heraus wandert der ostalpine Block einschließlich der ostalpinen Geantiklinale, an der er abreißt, nach N langsam vorwärts. Dieses Vorwandern geschieht an einer Linie, die unmittelbar östlich der Tessiner Gneiskuppel und des Gotthard-Aar-Massivs lag. Ich sehe die Kulmination dieser Gebiete also für älter an als den ostalpinen Deckenschub. Östlich dieser großen S—N streichenden Kulminationszone konnte der ostalpine Deckenblock ungehindert nach N wandern. Gegen W war seine Bewegungsfähigkeit gehemmt und gebremst eben durch diese Kulmination. Daher müssen

sich in dem westlichen Randstreifen bestimmte Strukturelemente einstellen. Einmal bewegen sich die Deckenteile am Westrand, wo sie gebremst werden, langsamer als weiter östlich liegende Deckenpakete. Infolgedessen erklären sich eine Reihe von SW—NO streichenden Zonen ohne weiteres durch die raschere Bewegung weiter östlich gelegener Partien (z. B. Allgäuer Hauptmulde; Falten im Rätikon und Plessurgebirge, Achse des Unterengadiner Fensters usw.).

Als weitere Folge dieser Strukturen und als Folge der Dehnung in diesem Bogenstück der ostalpinen Decke müssen Ausweichsbewegungen nach NW und sogar nach W gegen die westlichen Begrenzungsgebiete eintreten; auf diese können daher S—N streichende Schuppen und Falten bezogen werden, darunter fallen auch die sogenannten „Querfalten“ von Graubünden. Deckenteile, die bei der Bewegung hängen bleiben, werden von den nachdrängenden Deckenmassen überfahren und bleiben, wie abgeschertes Toteis im Schutze eines Hindernisses, im S zurück. Als solche hängengebliebene Masse betrachte ich die Err-Berninadecke. Daß solche Deckenteile besonders am westlichen Rand der ostalpinen Deckenmasse hängen bleiben, ist kein Wunder und erklärt sich durch die Bremswirkung im W. Infolgedessen läßt sich auch die Err-Berninadecke nicht weit nach O verfolgen.

Andererseits können während der Deckenbewegung die vordersten nördlichen Randteile infolge der Reibung am Untergrund hängen bleiben oder jedenfalls zum mindesten in der Bewegung sehr verlangsamt werden gegenüber den nachdrängenden, rascher wandernden Deckenmassen. Diese müssen daher den jeweiligen Randstreifen überholen, überfahren und unter sich zurücklassen. Ganze Deckenteile kommen so unter die Räder und bilden eine „tektonische Grundmoräne“. Als ein solches Element fasse ich die Aroscher Schuppenzone z. B. auf.

So erklären sich meines Erachtens sämtliche S-N- und SW-NO-Strukturen am Westrand der Ostalpen aus der S-N-Bewegung heraus. In ihrer bezeichnenden Anordnung geben sie deutlich die primäre Westbegrenzung der ostalpinen Decke und damit der Ostalpen kund. Es ist wohl ganz unmöglich, im Westrand der ostalpinen Decke einen reinen Erosionsrand sehen zu wollen und die ostalpine Decke nach W über die Schweizer Alpen in die Luft zu verlängern. Tut man dies, dann kommt man allerdings zu einer Auffassung, wie sie konsequent von Alb. Heim durchgeführt worden ist in der Arbeit über die Gipfelflur (43), nach der über dem Aarmassiv noch 40—50 km Gesteinsmaterial gelegen haben soll. Dafür bieten aber weder Morphologie noch Tektonik auch nur den leisesten Anhaltspunkt (62).

Ich sehe im heutigen Westrand der ostalpinen Decke allerdings auch einen Erosionsrand, aber einen solchen, der noch die ursprüngliche Kontur der ostalpinen Decke verrät und nachahmt, deren primärer Westrand einige Kilometer weiter im W gelegen haben mag.

Man wird hier ohne Zweifel den Einwand erheben: Wenn die ostalpine Decke primär schon östlich und südlich der Tessiner Kuppel geendet hat, wie erklären sich dann die Schweizer Klippen am Nordrand der Schweizer Alpen? Demgegenüber ist folgendes entgegenzuhalten: Die westlichen Klippen sind ihrer Herkunft nach noch ganz unsicher,

nachdem E. Haug sich in jüngster Zeit wieder ganz energisch mit guten Gründen für eine Herkunft aus der Zone des Brianconnais eingesetzt hat (41). Mit der ostalpinen Decke haben diese Vorkommen nichts zu tun. In den östlichen Klippen (Giswyler Stöcke, Jberger Klippen) treten sehr wahrscheinlich echte ostalpine Splitter auf. Deswegen ist es trotzdem unnötig, die ostalpine Decke in geschlossener Masse bis dahin zu verlängern. Diese Deckenfetzen können auf passivem Wege dahin verfrachtet worden sein, aufgeladen auf penninischen Flysch oder andere Deckeneinheiten, die diese Fracht weiter mit nach N nahmen. Daß dabei die Erosion schon während der Verfrachtung die Klippen angriff und zerschnitt, ist sehr wahrscheinlich. Klippen sprechen meiner Ansicht nach nicht unbedingt für geschlossene Deckenzusammenhänge. Zerreißungs- und Abgleitungsvorgänge sowie passive Verfrachtung gestalten das mechanische Bild sehr viel einfacher.

Dies gilt nicht nur für die Schweizer Klippen, sondern ebenso z. B. für die Inntaldecke auf der Lechtaldecke oder die Nößlacherdecke auf der Silvretta-Decke.

Die Schweizer Klippen sprechen also nicht für eine Verlängerung der ostalpinen Decke nach W über Aarmassiv und Tessiner Kuppel hinaus.

Gehen wir in der ostalpinen Decke weiter nach O, so bietet das Unterengadiner Fenster das erste größere Problem. Die SW—NO streichende Achse des Fensters habe ich weiter oben zu erklären versucht. Viel wichtiger ist aber noch ein anderes tektonisches Problem. Das Unterengadiner Fenster wird im NW, N und O umgeben vom Kristallin der Silvretta-Decke, im S aber von der Umbraildecke der Unterengadiner Dolomiten. In Abschnitt II habe ich die Deckenverbindungen geschildert, die hier wahrscheinlich sind. Danach sind in der weiteren Umgebung des Fensters zu unterscheiden: Lechtaldecke im N — Ortlerdecke im S und Inntaldecke im N — Umbraildecke im S. Alles wird überfahren von der Silvretta-Decke, deren Identität mit der Ötztaldecke ich oben festgestellt habe.

Im N taucht die Lechtaldecke unter die Silvretta-Decke unter. Wo diese sich am Fensterrand wieder in die Höhe hebt, fehlt die Lechtaldecke mit geringen Ausnahmen (in der Umgebung von Prutz), und die Silvretta-Decke liegt unmittelbar tieferen tektonischen Serien auf (Aroscher Schuppenzone). Und am südlichen Fensterrand fehlt ebenfalls zunächst die Lechtaldecke, hier liegt die Umbrail-Inntaldecke den tieferen Einheiten auf. Wie erklärt sich diese eigenartige Struktur?

Es ist hier im Gebiet des Unterengadiner Fensters, dessen Fenster-natur heute nicht mehr diskutiert zu werden braucht, eine großartige Deckenzerreißen eingetreten. Die Lechtaldecke ist ganz von der Ortlerdecke, die Inntaldecke ganz von der Umbraildecke abgerissen; die Lechtaldecke ist mit einem Teil der ihr vorher aufgeschobenen Inntaldecke losgerissen und nach N in die nördlichen Kalkalpen verfrachtet worden. Dadurch ist das Unterengadiner Fenster entstanden, nicht die Erosion hat dieses erst entstehen lassen, sondern es ist bereits während der Deckenbewegung aufgerissen als tektonisches „Reißfenster“. (Dieser treffende Ausdruck zum erstenmal angewandt von C. W. Kockel in 51.)

Die Gründe, die zum Losreißen der nördlichen Hälfte der Lechtaldecke geführt haben, müssen in folgender Ursache gesucht werden. Zuerst wandert die ostalpine Decke als Ganzes nach N, wahrscheinlich etwas aufwärts. Die leise Aufwölbung, auf und über welche die Deckenmasse wegwandert, verstärkt sich im Laufe der Deckenbewegung. In einem gewissen Stadium dieser Aufwölbung reißen dadurch die nördlichen Deckenteile los und wandern als Abgleitungsdecke in die nördlich der Aufwölbung liegende Depression hinein, die als Vortiefe damit tektonisch zusedimentiert wird. Dabei zerreißt die abgeglittene Deckenmasse weiter und schiebt sich in Einzelpaketen übereinander, dem Raum der Vortiefe entsprechend. So ist die Struktur der nördlichen Kalkalpen zu erklären.

Die Teile der Inntaldecke, die auf der abgleitenden Lechtaldecke schon aufgefahren waren, glitten mit ab und wurden so passiv mit nach N verfrachtet auf dem Rücken der Lechtaldecke. So erklärt sich die Zerreißung der Inntaldecke in Inntaldecke im N und Umbraildecke im S.

Zwischen dem im S noch verbliebenen und dem nach N abgerissenen Teil der ostalpinen Decke liegt nun eine breite Zone, in der die tieferen Deckenserien bloßgelegt sind. Aber in der letzten Phase des ostalpinen Deckenschubs wird auch diese Zone noch von einem Ereignis betroffen. In den Raum, der durch Abreißen des nördlichen Deckenteils freigeworden war, legt sich die höchste und am letzten entstandene Decke hinein, die Silvrettadecke. So erklärt sich heute deren eigenartige tektonische Stellung im Gebiet des Unterengadiner Fensters und ihre Auflagerung auf ganz verschiedenen tektonischen Einheiten.

Zeitlich würden sich also die Vorgänge in diesem Gebiet folgendermaßen abspielen: 1. Zuerst wandert die ostalpine Decke geschlossen nach N. 2. Dann folgt die erste Teildeckenbildung, die Inntal-Umbraildecke fährt der Lechtal-Ortlerdecke auf. 3. Reißt die nördliche Deckenmasse ab (Allgäu-Lechtaldecke und Inntaldecke) und fährt nach N in die nordalpine Vortiefe hinein. 4. Erfolgt die Überschiebung der Silvrettadecke, sie nimmt dabei besonders den Raum ein, der vorher in 3. durch das Losreißen freigeworden ist. 5. Deckenfaltung.

Das jüngste große Ereignis, das eintritt, ist demnach das Erscheinen der Silvrettadecke. Diese zeigt sich bereits deutlich in ihren Strukturen denen angepaßt, die schon vorher beim ostalpinen Deckenschub eingetreten wäre. Das heißt, sie paßt sich der SW-NO-Richtung an (z. B. Streichen der Landwassermulde in Graubünden). Dabei ist sie zweifellos von SO her überschoben, es war also die Abknickung am westlichen Rand der Ostalpen bereits eingetreten, so daß nun aus SO her überschoben werden konnte. Das zeigt wieder die Jungendlichkeit der Überschiebungen der Silvrettadecke.

Es ist daher sicher, daß diese Bewegung nicht vorgosauisch sein kann, wie Sander (69, 70) angenommen hat.

Ebenso werden von den Schweizern die nach NW und W gerichteten Bewegungen für jünger angesehen als die reine S-N-Bewegung. Dies stimmt mit der hier dargelegten Auffassung ausgezeichnet überein, denn es ist klar, daß diese sekundären Bewegungen als Folge des S-N-Schubes z. T. gleichzeitig, z. T. aber auch etwas jünger sein müssen als die reine S-N-Bewegung, keineswegs aber können sie älter sein.

Wenden wir uns weiteren auffälligen Erscheinungen in diesem Teil der Ostalpen zu. Schon Ampferer (2) hat zum erstenmal auf die Parallelität der Richtungen dieses Gebietes hingewiesen: Westrand der Ostalpen, Achse des Unterengadiner Fensters, Judikarielinie.¹⁾ Diese letztere selbst, die die Grenze zwischen „Alpen“ und „Dinariden“ darstellt, hängt natürlich aufs engste mit dem oben geschilderten Bewegungsmechanismus zusammen. Der Vorstoß der Dinariden östlich von ihr nach N wiederholt nun in derselben Form den Vorstoß der ostalpinen Decke am Westrand der Ostalpen. Der Raum, der durch das Abwandern der ostalpinen Decke frei wurde, wird nun durch die Dinariden eingenommen; auch sie sind nach N vorgestoßen, auch sie beschreiben längs der Judikarielinie einen deutlichen Bogen, konform dem ostalpinen Bogen und von diesem abhängig. Und auch hier stellen sich ähnliche Strukturen innerhalb der Dinariden wie am Westrand der Ostalpen ein. (Dinarischer Bogen.)

Ob es mehr als eine Zufälligkeit ist, daß in der südwestlichen Verlängerung des Unterengadiner Fensters der junge Granit des Bergeller Massivs und in der Fortsetzung der Judikarielinie der Tonalit des Adamello liegen, wage ich nicht zu entscheiden.

Durch den Vorstoß der Dinariden nach N werden aber gewisse Strukturen innerhalb der ostalpinen Decke im Gebiet des Tauernfensters klar. Es ist vor allem die große Phyllitzone des Vintschgaus, die ein auffälliges Verhalten zeigt (Kristallin der „Campodecke“). Diese Zone ist südlich vom Ortler sehr breit und streicht W—O. Östlich vom Ortler geht sie in SW-NO-Streichen über bei gleichzeitiger Verschmälerung, südlich vom Westende des Tauernfensters ist sie außerordentlich schmal geworden. Verlängert man aber diese Zone in ihrem SW-NO-Streichen über das Westende des Tauernfensters nach NO weiter, so trifft man in der direkten Fortsetzung auf die Quarzphyllitzone von Innsbruck, die hier in großer Breite plötzlich einsetzt und nach O in die bekannte Phyllit- und Grauwackenzone am Südrand der Kalkalpen übergeht. Diese Zone kann nur die direkte Fortsetzung der Phyllitzone des Vintschgaus und der Gegend südlich des Ortlers sein, also wieder „Campodecke“. Die SW-NO-Strukturen folgen dem Deckenrand der ostalpinen Decke im NW und der Achse des Unterengadiner Fensters. Das, was südlich der Ötztaler Alpen und des Ortlers, also südlich der Zentralalpen,²⁾ liegt, befindet sich infolge der SW-NO-Strukturen vom Brenner an nördlich der Tauern, also nördlich der Zentralalpen.³⁾ Das ist nicht anders zu erwarten, ist aber bisher merkwürdigerweise nie erkannt worden.

Ebenso liegt die Hauptmasse der Umbrail-Inntaldecke nördlich der Ötztaler Alpen und der Tauern. Ich stehe damit im Gegensatz zu R. Staub, der die Fortsetzung der „Campodecke“ unter den Ötztalern und unter den Pinzgauer Phylliten sucht (84, p. 168). Daraus ergibt

¹⁾ Hierher gehört wohl auch als primäre Erscheinung das Abbiegen des Aarmassivs nach NO zum vindelizischen Land. Ich glaube nicht, daß die Kulminationen im Engadiner- und Tauernfenster auf eine östliche Verlängerung des Aarmassivs bezogen werden dürfen.

²⁾ Im geographischen Sinne gemeint.

sich, daß die kalkalpinen Decken der westlichen Nordalpen südlich des Engadiner Fensters von der Campodecke abgeglitten sind (z. T. mit Kristallin = Landecker Phyllitzone), weiter im O aber von der Pinzgauer Phyllitzone weggefahren sind, also nördlich der Zentralalpen.¹⁾ Um ein Mißverständnis wegen der Heimatberechtigung der Nordalpen auszuschließen, betone ich ausdrücklich, daß ich dabei Kalkalpen + Phyllit + Grauwackenzone über die Tauern herleite. Nur das Abgleiten der kalkalpinen Decken während der Deckenbewegung ist im W vorwiegend südlich der Zentralalpen,¹⁾ östlicher vorwiegend nördlich der Zentralalpen¹⁾ erfolgt.

Der dafür südlich der Zentralalpen¹⁾ freigewordene Raum wird von den Dinariden eingenommen, als deren abgefahrener Randteil ich die Silvrettedecke betrachte.

Im Sinne dieser Ausführungen entsteht so das Bild eines sehr vereinfachten, mechanisch verständlichen Deckenbaues, der mit den Tatsachen bedeutend besser im Einklang steht als bisherige Deutungen, die von der Deckenlehre in diesem ganzen Gebiet versucht worden sind. Hinzu kommt eine weitgehende Vereinfachung durch Zerreibungen, Abgleitungen und passive Verfrachtung während der Deckenbewegung. Es ist deshalb verfehlt, ungezählte Decken zwiebelschalenförmig übereinander zu zeichnen und auch noch für jede Decke eine „Wurzel“ finden zu wollen, die doch nicht vorhanden ist.

Es ergibt sich die primäre Anlage eines ostalpinen Deckenbogens in diesem Raum zwischen Aar-Gotthard-Massiv und Tessiner Kulmination einerseits und den Tauern andererseits. Ein Deckenbogen, der durch das extreme Vordringen der ostalpinen Decke und der Dinariden entsteht und der in die große Depression zwischen Schwarzwald-Aarmassiv und der böhmischen Masse hineinfließt. Es ist dabei klar, daß die Schubweiten der ostalpinen Decke am Westrand am größten sind und nach O allmählich abnehmen. Bei Wien, wo die frühere ostalpine Geantiklinale an der böhmischen Masse hängt, Helvet und Pennin ihr Ende gefunden haben, ist der Schub am geringsten (vgl. Fig. 6). Je weiter wir also von Wien nach W gehen, desto geringer wird die „Heimatberechtigung“ der nördlichen Kalkalpen, die über Tauern- und Engadiner Fenster herübergeglitten sind.

Der ostalpine Deckenbogen ist dabei kein primärer, das heißt geosynklinal angelegter Gebirgsbogen, wie ihn der Westalpenbogen darstellt, sondern ein sekundär entstandener tektonischer Bogen. Westalpiner Bogen und ostalpiner Bogen sind daher einander nicht gleichwertig. Der sekundäre ostalpine Bogen ahmt den primären westalpinen nach, liegt hinter diesem und setzt direkt in dem Bogen des Seengebirges der Südschweiz fort.

Der ostalpine Deckenbogen hat dabei aber vielleicht größere Bedeutung, denn er stellt das wichtigste und am meisten auffallende tektonische Element mit besonderen Strukturen innerhalb der ganzen Alpen dar.

¹⁾ Im geographischen Sinne gemeint.

Benutzte Literatur.

1. Ampferer O. Über die tektonische Heimatberechtigung der Nordalpen. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1918.
2. — und Hammer W. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1911.
3. — — Blatt Landeck mit Erläuterung. Geologische Bundesanstalt, Wien 1924.
4. — und Sander B. Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen. Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1920.
5. Arbenz P. Der Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich 1913.
6. — Über die Faltenrichtungen in der Silvrettedecke Mittelbündens. Eclog. Geol. Helv. 15, 1920.
7. — Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden. Verhandlungen der Schweizer Naturforschenden Gesellschaft, Bern 1922.
8. — Über das Alter der Saluver Konglomerate und der Juratransgression in den unterostalpinen Decken Graubündens. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich 1926.
9. Arni P. Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. Dissertation, Zürich 1926.
10. Boden K. Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lengries. Geognostisches Jahreshaft 28, München 1916.
11. — Geologische Beobachtungen am Nordrand des Tegernseer Flysches. Ebenda 33, München 1921.
12. — Tektonische Fragen im oberbayrischen Voralpengebiet. Centralblatt für Mineralogie usw. 1922.
13. — Der Flysch im Gebiete des Schliersees. Geognostisches Jahreshaft 35, München 1923.
14. — Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern. Ebenda 38, München 1925.
15. Brauchli R. Geologie der Lenzerhorngruppe. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 49, 1921.
16. Cadisch J. Geologie der Weißfluhgruppe. Ebenda 1921.
17. — Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. Eclog. Geol. Helv. 17, 1923.
18. — Leupold W., Eugster H. und Brauchli R. Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, 1919.
19. — Frey F. und Glaser Th. Geologische Karte von Mittelbünden 1:25.000. Unter Mitwirkung von P. Arbenz. Blätter Davos, Arosa, Lenzerhorn, Piz Michèl und Bergün. 1916—1927.
20. Cornelius H. P. Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Beilage Bd. 35, 1912.
21. — Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 45, 1914.
22. — Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1919.
23. — Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft 14, Wien 1921.
24. — Zur Vergleichung der mechanischen Metamorphose kristalliner Gesteine am westlichen Ostalpenrande. Centralblatt für Mineralogie usw., 1923.
25. — Vorläufige Mitteilungen über geologische Aufnahmen in der Piz d'Errgruppe. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge 50, 1923.
26. — Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. Geologisches Archiv, München 1926.

27. — Zur Auffassung des westlichen Ostalpenrandes. *Eclog. Geol. Helvet.* 21, 1928.
28. Eggenberger H. Geologie der Albulazone zwischen dem Albulahospiz und Scansf. *Ebenda* 19, 1925.
29. — Eugster H. Geologie der Ducangruppe. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 49, 1923.
30. — Der Ostrand des Unterengadiner Fensters. *Eclog. Geol. Helv.* 17, 1923.
31. Frischknecht G. Die zwei Kulminationen Tosa und Tessin und ihr Einfluß auf die Tektonik. *Ebenda* 1923.
32. Göttinger W. Aufnahmeberichte über die Blätter Tulln und Baden—Neulengbach. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1928 und 1929.
33. Häfner W. Geologie des südöstlichen Rätikon. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 54, 1924.
34. Hammer W. Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1906.
35. — Die Ortlergruppe und der Ciavalschkamm. *Ebenda* 1908.
36. — Die Schichtfolge und der Bau des Jaggj im oberen Vintschgau. *Ebenda* 1911.
37. — Blatt Glurns und Ortler mit Erläuterung. k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien 1912.
38. — Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1914.
39. — Die Phyllitzone von Landeck. *Ebenda* 1918.
40. — Blatt Nauders mit Erläuterung. Geologische Bundesanstalt, Wien 1923.
41. Haug E. Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Geol. de France* 25, 1925.
42. Heim Alb. Geologie der Schweiz. Bd. II, Leipzig 1922.
43. — Die Gipfelfur der Alpen. Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich 1927.
44. Heritsch F. Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin 1923.
45. — Habkern- und Pechgrabengranit. *Eclog. Geol. Helv.* 19, 1925.
46. — Die Deckentheorie in den Alpen. *Fortschr. der Geologie und Paläontologie.* Berlin 1927.
47. Kober L. Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teils der ostalpinen Zentralzone. Akademie der Wissenschaften, Wien 1922.
48. — Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
49. Kockel C. W. Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien 1922.
50. — Beitrag zur Kenntnis der Grenze zwischen Germanischem und Mediterranem Meeresbereich im jüngeren Mesozoikum der Ostalpen. Naturforschende Gesellschaft Leipzig 1922.
51. —, Richter M. und Steinmann H. G. Die Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. IX, 1930.
52. Kraus E. Über Flysch und Molasse im Allgäu. *Geologische Rundschau* 20, 1929.
53. Leuchs K. Bayrische Alpen. Berlin 1927.
54. Leutenegger W. O. Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. Dissertation. Zürich 1928.
55. Meier O. Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, 18, Wien 1927.
56. Ott E. Geologie der westlichen Bergüner Stöcke. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 49, 1925.
57. Preiswerk H. Die zwei Deckenkulminationen Tosa—Tessin und die Tessiner Querfalte. *Eclog. Geol. Helv.* 16, 1921.
58. Reiser K. A. Geologie der Hinfelanger und Pfrontner Berge im Allgäu. *Geognostisches Jahreshft* 33, 35, 36. München 1920—1923.
59. Richter M. Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1923.
60. — Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 75, 1923.
61. — Beiträge zur Geologie der helvetischen Zone zwischen Iller und Rhein. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien 17, 1924.

62. — Zum Problem der alpinen Gipfelfur. Zeitschrift für Geomorphologie. Berlin 1929.
63. — Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. Neues Jahrbuch für Mineralogie nsw., Beil. Bd. 63, 1929.
64. — Die Stellung der nordalpinen Flyschzone im Rahmen der Ostalpen. Geologische Rundschau 15, 1924.
65. — Das Problem des alpinen Wildflysch. Ebenda 1927.
66. — Die nordalpine Flyschzone zwischen Vorarlberg und Salzburg. Centralblatt für Mineralogie usw. 1922.
67. — Die nordalpine Flyschzone zwischen Salzburg und Wien. Ebenda 1928.
68. Rothpletz A. Geologische Alpenforschungen. I. und II. München 1900 und 1905.
69. Sander B. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1921.
70. — Zur Geologie der Zentralalpen. Ebenda 1921.
71. Schmidt W. Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1922.
72. v. Seidlitz W. Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Naturforschende Gesellschaft Freiburg i. Br. 1906.
73. Spitz A. Sammelreferat über Arbeiten von H. P. Cornelius und R. Staub. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1917.
74. — Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadin. IV. Ebenda 1919.
75. — und Dyrenfurth G. Ducangruppe, Plessurgebirge und die Rhätischen Bogen. Eclog. Geol. Helv. 12, 1912.
76. — — Die Triaszonen am Berninapass und im östlichen Puschlav. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1913.
77. — — Monographie der Engadiner Dolomiten. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 44, 1914.
78. Stahel A. H. Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rätikon. Dissertation, Zürich 1926.
79. Staub R. Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 46, 1917.
80. — Zur Geologie des Oberengadins und Puschlavs. Eclog. Geol. Helv. 16, 1920.
81. — Zur Geologie des Salsalbo im Puschlav. Ebenda 15, 1920.
82. — Nener Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Ebenda 16, 1920.
83. — Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich 64, 1919.
84. — Der Bau der Alpen. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 52, 1924. Mit Karte und Profiltafeln.
85. — und Cadisch J. Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Eclog. Geol. Helv. 16, 1921.
86. Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. und II. Naturforschende Gesellschaft Freiburg i. Br. 9—10, 16. 1895—97, 1905.
87. — Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geologische Rundschau 16, 1925.
88. Steinmann H. G. Die Bedeutung der Liasbrekzien im Unterostalpin Graubündens. Ebenda 20, 1929.
89. Streckeisen A. Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Dissertation, Zürich 1928.
90. Trauth F. Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft 14, Wien 1921.
91. Trümpy D. Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 46, 1916.
92. Verdam J. Geologische Forschungen im nördlichen Rätikon. Dissertation, Zürich 1928.
93. Zyndel F. Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 41, 1912.

