

Zur Großtektonik von Vorarlberg.

Von **Otto Ampferer**.

Mit Beiträgen von **Otto Reithofer**.

(Mit 25 Zeichnungen.)

Die hier folgende Untersuchung bildet eine unmittelbare Fortsetzung zu der Arbeit über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal, Jahrbuch 1930, sowie zu den Beiträgen zur Geologie des obersten Lechtales und des großen Walsertales, Jahrbuch 1931. Die Grundlagen der neuen Arbeit wurden hauptsächlich bei der Landesaufnahme von Blatt „Stuben“ gesammelt. Diese Aufnahmen sind nunmehr aus den Lechtaler Alpen über die Davennagruppe in den Rätikon vorgedrungen.

Damit hat sich für mich der Charakter der Landesaufnahme in wesentlicher Weise verschoben.

Die Davennagruppe war hier gegen W zu das letzte bisher nur wenig erforschte Stück der nördlichen Kalkalpen.

Jenseits des Montafontales treten wir im ganzen Bereich des Rätikons bereits in das Arbeitsfeld der Schweizer Geologen ein, welche hier vor allem unter Leitung von Prof. Hans Schardt ein großes Stück des österreichischen Landes in den letzten Jahren geologisch neu aufgenommen haben.

Ich habe bei meinen bisherigen Begehungen im Jahre 1931 zunächst die Arbeiten von W. O. Leutenegger, A. H. Stahel und P. Arni genauer kennengelernt.

Dieselben sind recht sorgfältig ausgeführt und auch gut dargestellt.

Hier bleibt dem nachfolgenden Geologen an reiner Aufnahmsarbeit wenig Neues mehr übrig.

Um so leichter kann er sich aber in einem bereits so gut erforschten Gebiete neuen Fragestellungen zuwenden.

Für die Erforschung des Rätikongebirges sind in den letzten Jahren beinahe ausschließlich Erfahrungen aus den Schweizer Alpen maßgebend geworden.

Dies hat zu einer reichen Ernte von geologischen Ergebnissen geführt, die sonst vielleicht nicht so gut zugänglich geworden wäre.

Meine Aufgabe ist es nun, die neuen Erfahrungen aus den Ostalpen auf dieses Grenzgebiet zu übertragen.

Es ist dies um so besser durchführbar, als inzwischen auch die Neuaufnahme des Kristallins der Ferwallgruppe durch Otto Reithofer ebenfalls bis zum Rätikon vorgerückt ist.

In der Arbeit über den Südrand der Lechtaler Alpen ist die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin entlang der Strecke vom Arlberg bis zur Mündung der Ötztaleser Ache geologisch beschrieben worden. Hier sollen nun die Verhältnisse derselben Grenze vom Arlberggebiet bis zum Westende des Kristallins im Rellstal im Rätikon zusammenhängend dargestellt werden. In der gerade erwähnten Arbeit bin

ich zu dem Ergebnisse gelangt, daß die Südgrenze der Lechtaler Alpen keine ungestörte sedimentäre Verbindung mit dem Kristallin mehr besitzt. Die Fortführung der Beobachtungen gegen W gestattet nun einen näheren Einblick in die Störung, welche hier entlang der Grenze von Kalkalpen und Kristallin verläuft. Wie wir bald sehen werden, besteht diese Störung des normalen Verbandes von Lechtaler Alpen und Kristallin vor allem in einer kräftigen Verschiebung der beiden Gesteinskörper in der Richtung O→W. Diese Verschiebung, welche die Kalkalpen und das Kristallin in ungleichen Ausmaßen ergriffen hat, stellt dabei einen sehr jungen Abschnitt der Alpentektonik vor. Jedenfalls war hier am Westende der Ostalpen, die Hauptgruppierung der Schub- und Gleitmassen, welche aus der Bewegungsrichtung S→N

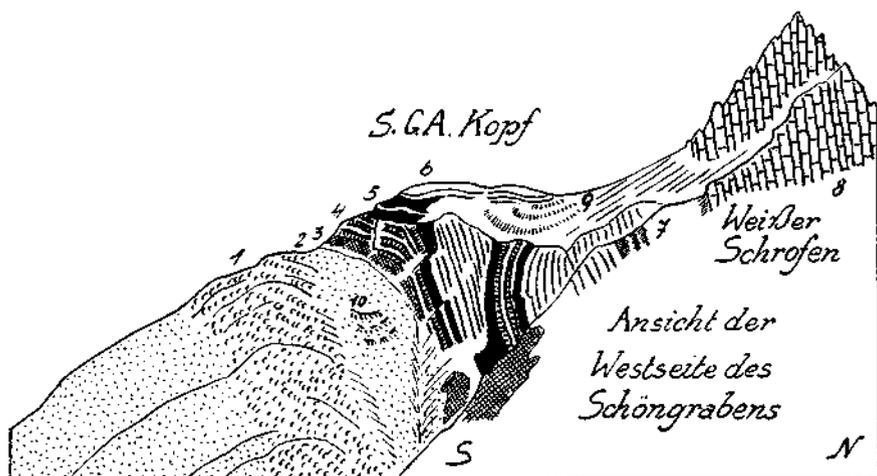


Fig. 1. 1 = Verrukano. 2 = Buntsandstein. 3 = Rauhacke. 4 = Muschelkalk. 5 = Partnachschichten. 6 = Arlbergschichten. 7 = Raibler Schichten. 8 = Hauptdolomit. 9 = Moränenwälle. 10 = Rutschungen.

hervorging, schon längst vorher vollzogen worden. Wir haben es also mit einem relativ sehr jungen tektonischen Vorgange zu tun, welcher indessen auch im Großgefüge der Alpen noch beachtenswerte Dimensionen erreichte.

Durch diese Verschiebung im Streichen wurden entlang der Grenzzone zwischen Kalkalpen und Kristallin eine Reihe von ganz charakteristischen Störungsformen geschaffen. Es sind dies zunächst einerseits Abschleifungen von Schichtgruppen, anderseits dazugehörige Anschoppungen.

Weiter treten Querfaltungen und Querschiebungen auf, welche streng auf die Grenzzone beschränkt erscheinen.

Ich beginne mit meinen Beschreibungen und Abbildungen im Arlberggebiet und schreite von dort gegen W vor.

Nördlich von St. Anton am Arlberg erhebt sich der den Schiffahrern wohlbekannte S. C. A.-Kopf. Wenn man diesen Vorberg des Hauptkammes an seiner Westseite begeht, so erhält man das in diesem Jahrbuch 1930, Seite 413, abgebildete Profil.

Untersucht man aber die Ostabstürze desselben Berges, so steht man wesentlich geänderten Verhältnissen gegenüber, welche hier als Fig. 1 zur Darstellung kommen.

Die flache Lagerung der Westseite ist in eine steile Faltung übergegangen. Die Achse dieser Faltung steht nahezu senkrecht.

Dabei hat diese Faltung weder einen größeren Umfang, noch läßt sie sich weiter verfolgen. Interessant ist jedoch, daß das Auftreten dieser Querfaltung an der Südseite des Hauptkammes mit einer Querstörung an seiner Nordseite zusammenfällt.

Wenn wir vom Almejurjoch am Weg zur Stuttgarter Hütte gegen W vorschreiten, so finden wir eine plötzliche Störung im Ausstrich des steilgestellten Hauptdolomits sowie der diesem angelagerten nächstjüngeren Schichten. Die Querverschiebung läßt sich hier nach der Karte ziemlich genau bestimmen und beträgt zirka 650 m.

Innerhalb des Dolomits des Hauptkammes verliert die Verschiebung aber rasch an Deutlichkeit. Die Richtung der Verschiebung ergibt sich als SSW—NNO. Es ist aber zu bemerken, daß die Querfalte an der Südseite und diese Querverschiebung nicht unmittelbar zusammentreffen, sondern nur sehr benachbart sind.

In der Gegend von St. Anton finden wir aber nicht nur am Südrande der Lechtaler Alpen solche immerhin auffällige Querstrukturen. Sie greifen vielmehr auch auf das benachbarte Kristallin über. Als ein Beispiel dafür ist in Fig. 2 eine schöne Querfaltung im Feldspatknottengneis abgezeichnet. Dieselbe befindet sich nördlich oberhalb von St. Anton an dem sogenannten „Arlenweg“, ganz nahe der Grenze gegen die Kalkalpen. Ähnliche Querfaltungen sind übrigens in den Gneisen des Arlbergs sehr häufig zu treffen, was ich auch schon in der Arbeit über den Südrand der Lechtaler Alpen, Jahrbuch 1930, ausdrücklich erwähnt und abgebildet habe.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich auch einen Irrtum dieser Arbeit richtigstellen.

Es soll bei der Erklärung von Fig. 1 (Profil Arlbergsattel—Ulmer Hütte) nicht Muskowitgranitgneis mit Staurolith, sondern mit Turmalinnadeln heißen.

Das Gestein ist hier an der Arlbergstraße in einem Steinbruche frisch aufgeschlossen worden.

Die Gegend der Ulmer Hütte ist durch das Auftreten der Querkuppel von Verrucano ausgezeichnet.

Dieser Verrucano ist sehr stark ausgewalzt, ganz im Gegenteil zu der riesigen Anschoppung desselben Gesteins weiter östlich zwischen St. Jakob und Pettneu.

In Verbindung mit dem Verrucano-Gewölbe der Ulmer Hütte zeigen auch die darüber folgenden Schichten der unteren Trias im Gebiet der Pfannenköpfe ausgesprochene Querfaltung. Fig. 3 gibt eine Ansicht der Pfannenköpfe von S her wieder.

Man erkennt deutlich eine kräftige Auffaltung, welche sich westwärts an den Verrucanokern der Ulmer Hütte anschließt.

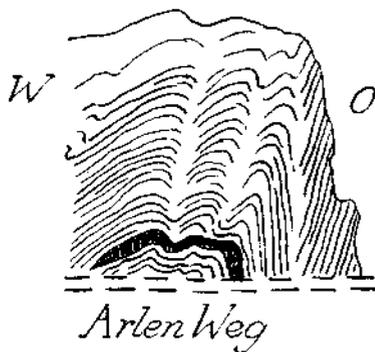


Fig. 2. Faltung im Feldspatknottengneis.
Schwarze Lage = Quarz.

Der Verrucanokern, welcher bei der Ulmer Hütte eine Höhe von 2300 m erreicht, sinkt westwärts rasch in die Tiefe.

Wir begegnen westwärts erst im Bereiche des Spreubach-Schuttkegels wieder Vorkommen von Verrucanogesteinen.

Es handelt sich um zwei vom Eise abgeschliffene niedrige Felsbuckel, welche aus saiger gestelltem Verrucano bestehen und ganz in der Taltiefe neben der Straße liegen.

Wir befinden uns hier in einer Höhenlage von 1000 bis 1040 m, also sehr tief unter dem Verrucanokern der Ulmer Hütte.

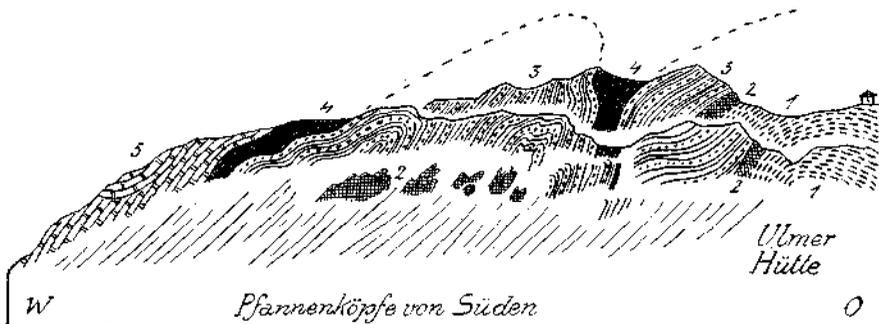


Fig. 3. 1 = geschieferter Verrucano. 2 = Rauhwacke. 3 = Muschelkalk. 4 = Partnachschichten. 5 = Arlbergsschichten.

Die Beziehung dieser Verrucanoschollen zu ihrer Umgebung ist durch Schuttbedeckung verschlossen. Immerhin kann dieselbe nicht in einem regelrechten Verbands weder zu den Kalkalpen, noch zum Kristallin bestehen.

Wir finden im Gegenteil östlich von der oberen Verrucanoscholle, die streng ostwestlich streicht und senkrechte Schichtenstellung zeigt, drei kleine Schollen von Amphibolit und Feldspatknottengneis, von denen die größte östlichste Scholle ein Querstreichen von NW gegen SO zeigt.

Diese Gneisschollen schneiden also das Streichen des Verrucano ab und sind offenbar dazu kräftig verschoben.

Einen sehr klaren Einblick in die Mechanik solcher Verschiebung bot die Abdeckung der Südschwelle des Spullersee vor der Errichtung der großen Staumauer.

Wir befinden uns hier $2\frac{1}{2}$ km nördlich von den eben beschriebenen Querschollen des Klostertales zwischen Klösterle—Danöfen, aber um zirka 800 m höher.

Fig. 4 bringt eine schematische Skizze dieser heute tief vermanerten Fundamentstelle der Spullersee-Südsperr.

Wir sehen ein doppeltes Knie, das von den steilstehenden Fleckenmergeln gebildet wird. Dieses Knie wurde durch einen großen, freigelegten Gletscherschliff enthüllt.

Ungefähr parallel mit den Schichtenfugen der Fleckenmergel verlaufen Klüfte, welche mit weißem Kalzit ausgeheilt sind.

Diese Klüfte sind nun gleichlaufend mit den Schichtenfugen verbogen.

Sie zeigen dabei aber eine ganz merkwürdige Anordnung, die mit der Vorzeichnung des Doppelknies nicht ganz übereinstimmt.

Während bei einer regelmäßigen Verbiegung an der Außenseite des Knies Dehnung, an der Innenseite desselben aber Anschoppung auftritt, finden wir hier an der Außenseite umgekehrt Anschoppung, an der Innenseite aber Zerreißung.

Die Erklärung für dieses Verhalten gibt folgende Überlegung.

Die Kalzitklüfte wurden schon vor der Kniebiegung durch Verschiebungen im Streichen bald abgeschert, bald angeschopft. Später wurden sie dann in bereits deformiertem Zustande in die Kniefaltung einbezogen.

Daher stimmt ihre Detailstruktur mit dieser Kniefaltung nicht überein.

Solche Anzeichen von Verschiebungen in der O-W-Richtung treten an den beiden Schwellen des Spullersees sowie auch in dem Stollen vom See zum Wasserschlusse vielfach dem Beschauer entgegen.

Einige dieser Störungsbilder wurden von mir und Baurat Ascher in der Arbeit über den Bau des Spullerseewerks in diesem Jahrbuch 1925 bereits veröffentlicht.

Ein ausgezeichnetes Bild einer lebhaften Querstörung hat der tiefe und seltsam wilde Radonatobel aufgeschlossen.

Wie Fig. 5 und 6 zeigen, liegt hier im vorderen Teil des Radonatobels ein prachtvolles Gewölbe vor, das zur Hauptsache aus den Arlbergkalken gebildet wird.

Im Kern desselben treten unter den Arlbergkalken noch Partnachschichten und über denselben noch Raibler Schichten auf.

Das merkwürdige an diesem schönen Bauwerk ist jedoch das steile Einfallen der Faltungsachse von W gegen O.

Das Untertauchen unseres Gewölbes an der Ostseite des Radonatobels ist aber nur von kurzer Erstreckung.

Wenig weiter östlich haben wir schon wieder eine neue hohe Aufwölbung der Arlbergkalke vor uns.

Es weckt den Eindruck, daß hier die Fortsetzung des Radonagewölbes stark gehoben und zugleich gegen W vorgeschoben wurde. Auch die westliche Fortsetzung unseres Radonagewölbes hat ihre tektonische Eigenheit.

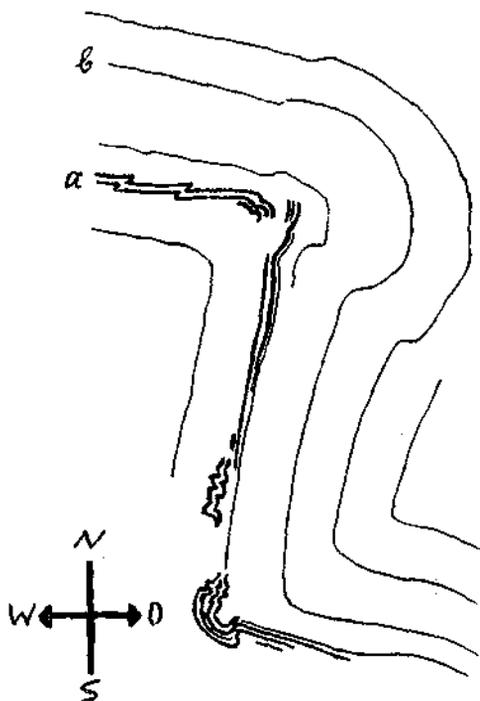


Fig. 4. Gelenk in den Fleckenmergeln der Südsperrre des Spullersees. a = weite Kalzitklüfte. b = Schichtfugen der Liasfleckenmergel.

Nördlich von der Eisenbahnstation Dalaas bietet hier der Höllentobel Aufschlüsse von großartigen Dimensionen. Fig. 7 führt eine Ansicht der Ostseite dieses Tobels dem Leser vor.

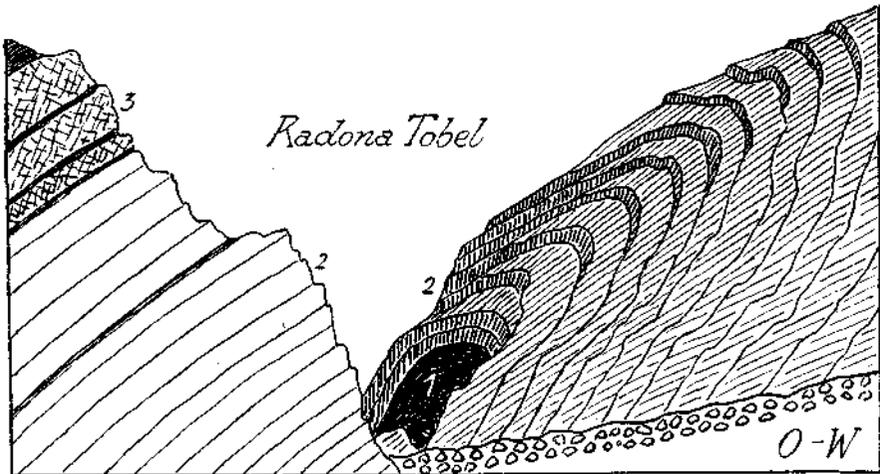


Fig. 5. Ansicht des Radonagewölbes von N. 1 = Partnachsichten. 2 = Arlbergkalke. 3 = Raibler Schichten.

Wir haben wieder das Radonagewölbe vor uns, diesmal mit einem seltsam gestalteten Kern von Buntsandstein.

Dieser Kern von Buntsandstein fällt durch seine tiefrote, streifige, milde Färbung und seine fein bändrige, oft spitzwinklige Schichtung auf.

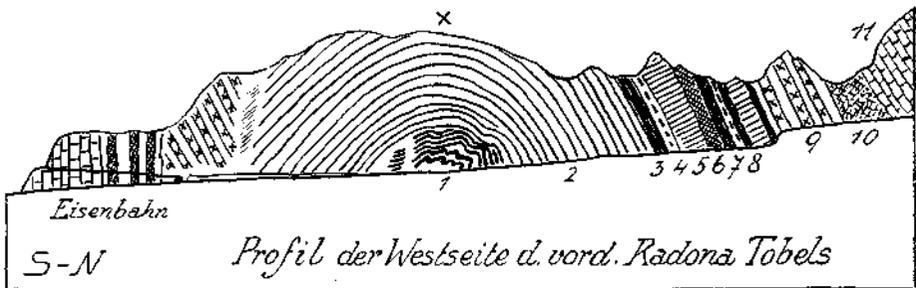


Fig. 6. 1 = Partnachsichten. 2 = Arlbergschichten. — Raibler Schichten: 3 = Sandsteine und schwarze Schiefer. 4 = grüne Sandsteine. 5 = grauer Dolomit-Mylonit-Mehlstein. 6 = gelbe rostige Kalkrauhwacke. 7 = grüne Sandsteine. 8 = schwarze Mergel und Dolomitlagen. 9 = dunkle, dickbankige Kalke. 10 = Dolomitrauhwacke-Gips. — 11 = Hauptdolomit. X = Stelle von Fig. 5.

Wie die Zeichnung Fig. 7 ganz deutlich zu erkennen gibt, ist dieser Gewölbekern gegenüber von seinem Nordschenkel viel zu hoch emporgestoßen.

Er dringt, fast wie ein Eruptivgestein, schroff abschneidend in die jüngeren Schichten empor.

Es handelt sich auch hier wieder deutlich um die Umformung einer älteren, ziemlich regelmäßigen O-W streichenden Falte in eine jüngere Querform.

Bei dieser Querformung ist keine gute Anpassung zwischen Kern und Hülle mehr erzielt worden.

Gegenüber von der Mündung des Höllentobels in die Alfenz überschreiten die Kalkalpen das Klostertal und bilden nun zwischen diesem Tal und dem vorderen Montafon die Davennagruppe.

Die Davennagruppe hängt durch den niedrigen Sattel des Kristbergs (1486 m) mit dem Kristallin der Ferwallgruppe zusammen.

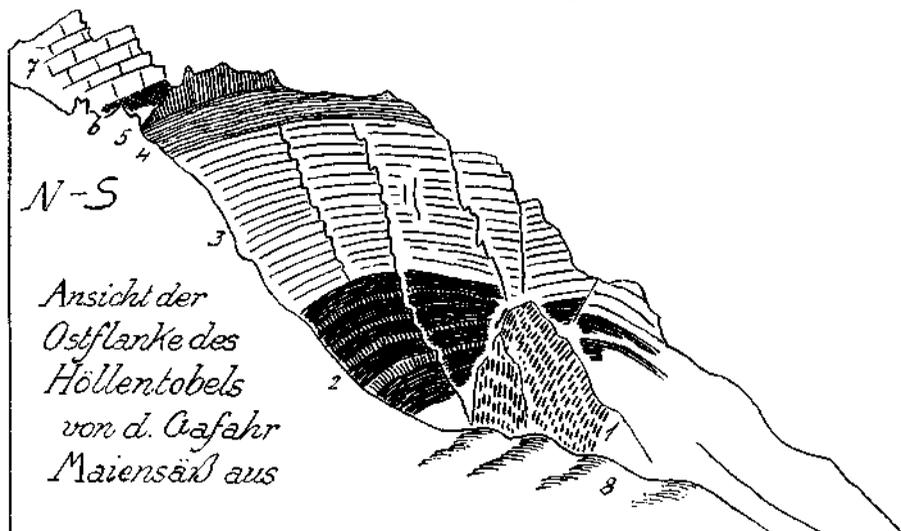


Fig. 7. 1 = Buntsandstein, gut erhalten. 2 = Partnachschiefer. 3 = Airlbergschiefer. — Raibler Schichten: 4 = Lunzer Sandsteine. 5 = Kalk, Dolomit. 6 = Gipsrauwacken. — 7 = Hauptdolomit. 8 = Moränenwälle.

Von Dalaas weg ist nun die Grenze zwischen Kalkalpen und Kristallin nicht mehr unter dem Talschutt begraben. Trotzdem ist auch hier die Wald- und Schuttbedeckung für die Verfolgung des Kontaktes hinderlich genug.

Immerhin lassen sich manche Einsichten in die Verhältnisse der Grenzzone gewinnen.

Da ist zunächst der Fund einer fortlaufenden Zone von Grauwacken zwischen Verrucano und Kristallin zu erwähnen.

Diese Grauwackenzone beginnt bei Dalaas und zieht wahrscheinlich zusammenhängend über den Kristbergsattel — Inner-Bartholomäberg — Fritzentobel — Lutt bis Außerböden im Montafon.

Ihre Mächtigkeit schwankt von wenigen Metern bis über 200 m.

Es treten in dieser Zone schwarze, feinglimmrige, ziemlich weiche Schiefer auf. Sie haben glänzende Schichtflächen und matten, tief-schwarzen Querbruch.

Mit ihnen sind weißglimmrige Sandsteine verbunden mit schwarzen Schichtflächen, grauem Querbruch und breiten, weißen Kalzitklüften.

Weiter erscheinen in diesem Schichtverbande graue, dünnblättrige Tonschiefer, schmale Lagen von schwarzweißlichen Arkosen, Lagen von blauschwarzem Kalk, von flaserigen Kalken und Mergeln, von feinsandigen, rötlichen Schiefen.

Die ganze Gesteinsgesellschaft erinnert sofort an Karbonablagerungen. Sie ist auch in ihrer Fortsetzung jenseits des breiten Montafontales im

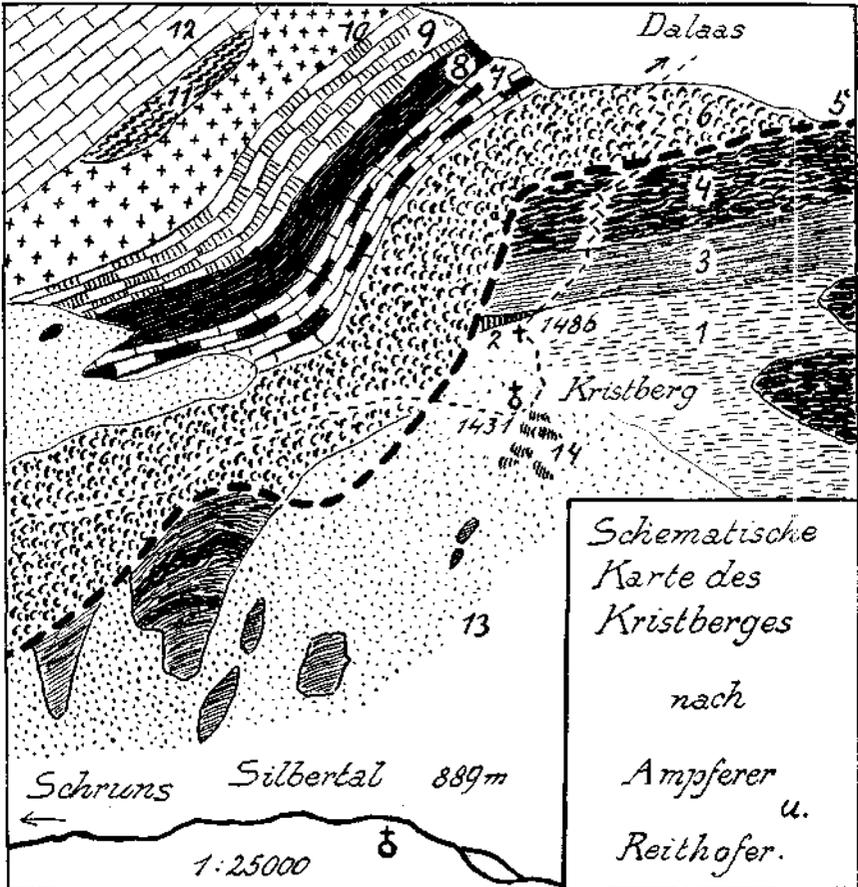


Fig. 8. 1 = Schiefergneis. 2 = Quarzit. 3 = Phyllitgneis und Glimmerschiefer. 4 = Muskovitgrauitgneis. 5 = Grenze des Kristallins mit Karbonresten. 6 = Buntsandstein und Verrucano. 7 = Muschelkalk. 8 = Farnachsen. 9 = Arlbergschichten. 10 = Raibler Schichten. 11 = Gipslager. 12 = Hauptdolomit. 13 = Moränen. 14 = Alte Bergwerkshalden.

Relstal von den Schweizer Geologen schon seit einigen Jahren als Karbon bezeichnet worden. Fossilspuren sind indessen bisher noch nicht gefunden worden. Es ist nun zu bemerken, daß sich diese Karbonablagerungen, welche nach oben hin durch Wechsellagerungen mit Verrucano verbunden zu sein scheinen, vom Ostende des Silvretta-kristallins im oberen Relstale bis in die Gegend von Dalaas im Kloster-tal in gleichbleibender und charakteristischer Fazies verfolgen lassen.

Wie ich schon seit einigen Jahren hervorgehoben habe, stellen sich aber am ganzen Südrande der Lechtaler Alpen in der Grenzzone zwischen Kalkalpen und Kristallin bunte phyllitische Gesteine ein, welche nicht zum Bestand des angrenzenden Altkristallins gehören.

Sie bilden unbedingt die östliche Fortsetzung der Karbon-Grauwacken des Rätikons und der Davenna, wenn auch in wesentlich anderer Schichtausbildung.

Über ihr Alter lassen sich keine genaueren Aussagen machen.

Der Verlauf unserer Grenzzone zeigt nun zwischen Kloster- und Montafontal wieder die charakteristischen jungen Verknüpfungen eines alten O-W-Verlaufes.

Ich füge hier als Fig. 8 eine schematische Karte des Kristberg-Gebietes ein, welche nach den Aufnahmen von O. Reithofer und mir gezeichnet ist.

Das Gebiet der Davennagruppe ist in den letzten Jahren mehrfach Gegenstand von geologischen Aufnahmen gewesen.

Ich sehe dabei von den nie veröffentlichten Aufnahmen von M. Vacek ab.

Im Jahre 1913 hat H. Mylius in seinem Buche „Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen“, II. Teil, S. 103, eine Karte dieser Berggruppe mitgeteilt, die sich bei der Neuaufnahme als gründlich verfehlt herausstellte.

Auch die Karte von J. Gubler in seinem Buche „Études Géologiques dans le Vorarlberg Central — Vincennes 1927“ enthält schwere Fehler.

Ich gehe hier nicht auf die Einzelheiten dieser Irrtümer ein, sondern lege gleich einen Quer-

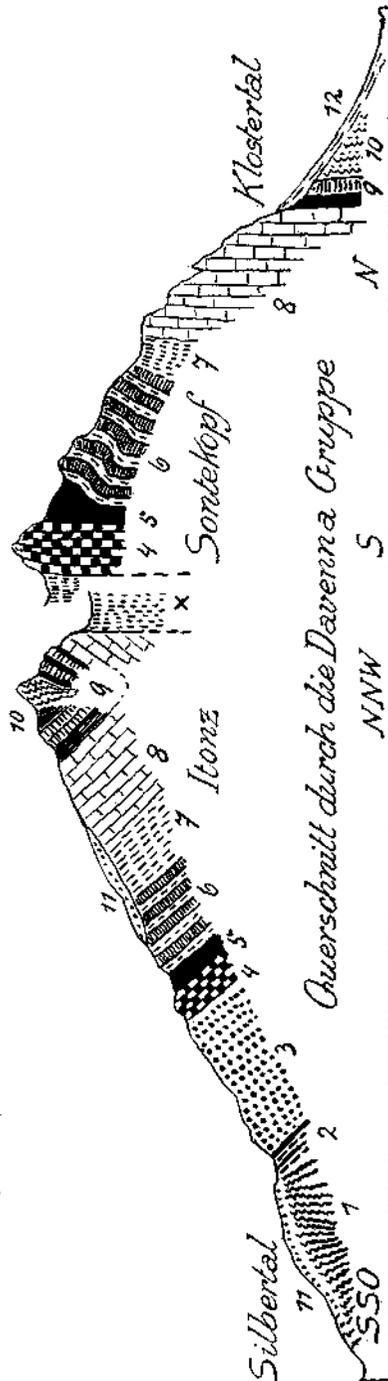


Fig. 9. 1 = Phyllitgneis und Glimmerschiefer, 2 = Karbonzone, 3 = Verrucano und Buntsandstein, 4 = Muschelkalk, 5 = Parlanaschichten, 6 = Aribergschichten, 7 = Raibler Schichten, 8 = Hauptdolomit, 9 = Kössener Schichten mit Oberrätikalk, 10 = Lösshornsteinkalke am Honz, 11 = Liasstockmergel im Klostertal, 12 = Moränen, 13 = Schattbalden, X = große Masse von stark ausgewalztem Gips der Raibler Schichten.

schnitt — Fig. 9 — nach meinen Aufnahmen vor. Aus diesem Querschnitt erkennen wir sogleich, daß die Davennagruppe tektonisch aus zwei tiefgetrennten Teilen besteht.

Die Trennung wird durch eine steil N fallende Schubfläche vollzogen, die ostwestliches Streichen einhält. Diese Schubfläche, welche die Davennagruppe fast in der Mitte entzweischneidet, hat einen sehr merkwürdigen Verlauf. Sie beginnt im O bei Dalaas vor der Mündung des Rotrüfi Tobels und endet bei St. Anton am Ausgange des Grafeser Tobels.

Möglicherweise hat die Schubfläche noch jenseits von Dalaas am Südabfall der Kalkalpen, in jener steilen Störung am Ausgange des Radonatotels, eine Fortsetzung. Diese Störung schneidet das Radonagewölbe an seiner Südseite ab und ist auf dem Profil Fig. 6 gut zu sehen.

Der Zusammenhang der Längsstörung der Davennagruppe mit dieser Störung am Eingange des Radonatotels ist aber weder unmittelbar zu beweisen, noch auch sehr wahrscheinlich.

Das Westende der Davenna-Schubfläche ist ebenfalls recht eigenartig.

Die Schubfläche ist am Ausgange des Grafeser Tobels noch ungemein deutlich. Untersucht man die gegenüberliegenden Abhänge der Vandanser Steinwand, so trifft man noch eine kleine Knickung am Ausgange des Valkastils, weiterhin gegen W aber nur mehr eine einfache Schichtfolge vom Kristallin bis zur Höhe der Zimba. Es ist also jenseits des Montafontales die ganze Verdoppelung des Gebirgsbaues der Davenna verlorengegangen.

Wenn man bedenkt, daß sowohl der nördliche Teil der Davennagruppe — Hauptdolomit samt jüngeren Schichten bis zur Lechtaler Kreide — als auch der kristalline Sockel vom Bartholomäberg ziemlich ungestört die Kerbe des Montafontales überschreiten und in den Rätikon weiterziehen, so erscheint der Wegfall der ganzen Verdoppelung der Schichtfolge um so merkwürdiger. Da diese interessanten Bauverhältnisse noch weiterer Aufklärung im Felde bedürfen, will ich mich hier vorläufig nicht weiter damit beschäftigen.

Die Nordseite der Davennagruppe wird gegen das Klostertal zu im östlichen Teile durch schroffe Steilwände, im westlichen durch steile, bewaldete Gehänge gebildet. Die Milderung des Steilabfalles ist hier durch die Vorlagerung von jüngeren Schichten, vor allem von Fleckenmergeln und Kreideschiefern bedingt.

An dem schroffen Steilabfall der Davennagruppe im Bereiche von Brazer- und Montafoner Stein kann man bei geeigneter Beleuchtung eine auffallende tektonische Schuppenpanzerung beobachten. Fig. 10 legt eine schematische Skizze dieser Felswand vor, zu der Fig. 11 eine tektonische Deutung beistellt.

Es handelt sich um eine Anzahl von großen, untereinander annähernd parallelen Schubflächen, welche den Hauptdolomit in schmale, vertikalgestellte Platten zerlegen.

Wahrscheinlich haben wir ein Geflecht von Schubbahnen vor uns, die bei der O-W-Verschiebung der Davennagruppe entstanden sind.

Wir verlassen nun die Davennagruppe und verfolgen unsere Grenzzone weiter ins Gebiet des Rätikons hinein.

Die Grenzzone Kalkalpen-Kristallin verläuft jenseits des Montafons zunächst noch in ungefähr ostwestlicher Richtung durch das untere Rellstal bis in die Gegend des Rellskirchle, 1473 m.

Wir befinden uns hier in dem von W. O. Leutenegger 1926/27 recht genau kartierten Gebiete und können uns dabei der Führung durch seine Karte anvertrauen.

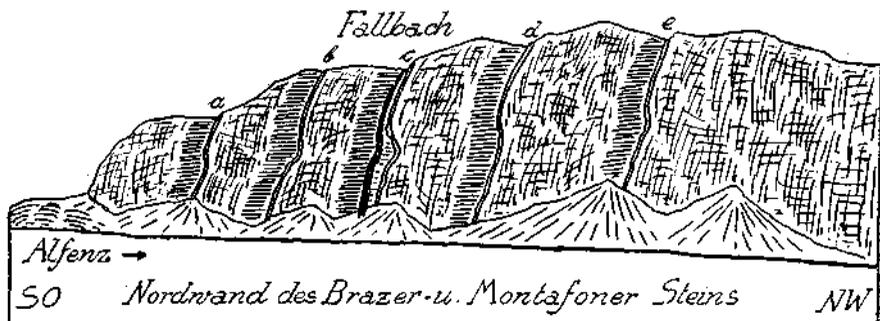


Fig. 10. Wand aus Hauptdolomit mit den Schubflächen a, b, c, d, e.

Ich habe in dem von mir begangenen Teile seiner Aufnahmen bisher keine nennenswerte Abweichung von den Naturverhältnissen gefunden. Die Grenze zwischen dem Kristallin und den Kalkalpen ist auch hier durch geringfügige Reste der Grauwackenzone (Karbon?) ausgezeichnet. Es fällt aber gleich auf, daß hier im Rellstal die Karbonzone ungleich mehr zerrissen und verschoben ist, als im ganzen Bereiche der Davennagruppe.



Fig. 11. Schematischer Querschnitt durch die Schubflächen von Fig. 10.

Auch ist ihre Mächtigkeit sehr viel geringer. Noch ein Zeichen spricht für die hier wesentlich stärkere tektonische Beanspruchung aller Gesteine der Grenzzone.

Wir finden nämlich an der Südseite des vorderen Rellstales in den Gneisen mehrere kleine Versuchsbaue auf Kupfer- und Eisenerze, die aber wegen der starken Störung der Gänge aufgegeben wurden.

In derselben Lage befanden sich bei Kristberg und oberhalb von Bartholomäberg große Bergbaue, die durch lange Zeit betrieben wurden. Heute können wir die Größe dieser Bergbaue noch an ihren gewaltigen, längst verwachsenen Halden ermessen.

Die Karbonablagerungen des vorderen Rellstales sind mehrfach mit Verrucano-Buntsandstein verschuppt und auch quer zum O-W-Streichen aufgestellt.

Den großartigsten Ausdruck finden jedoch die hier vollzogenen Verschiebungen am Südfuße des prachtvollen Horns der Zimbaspitze.

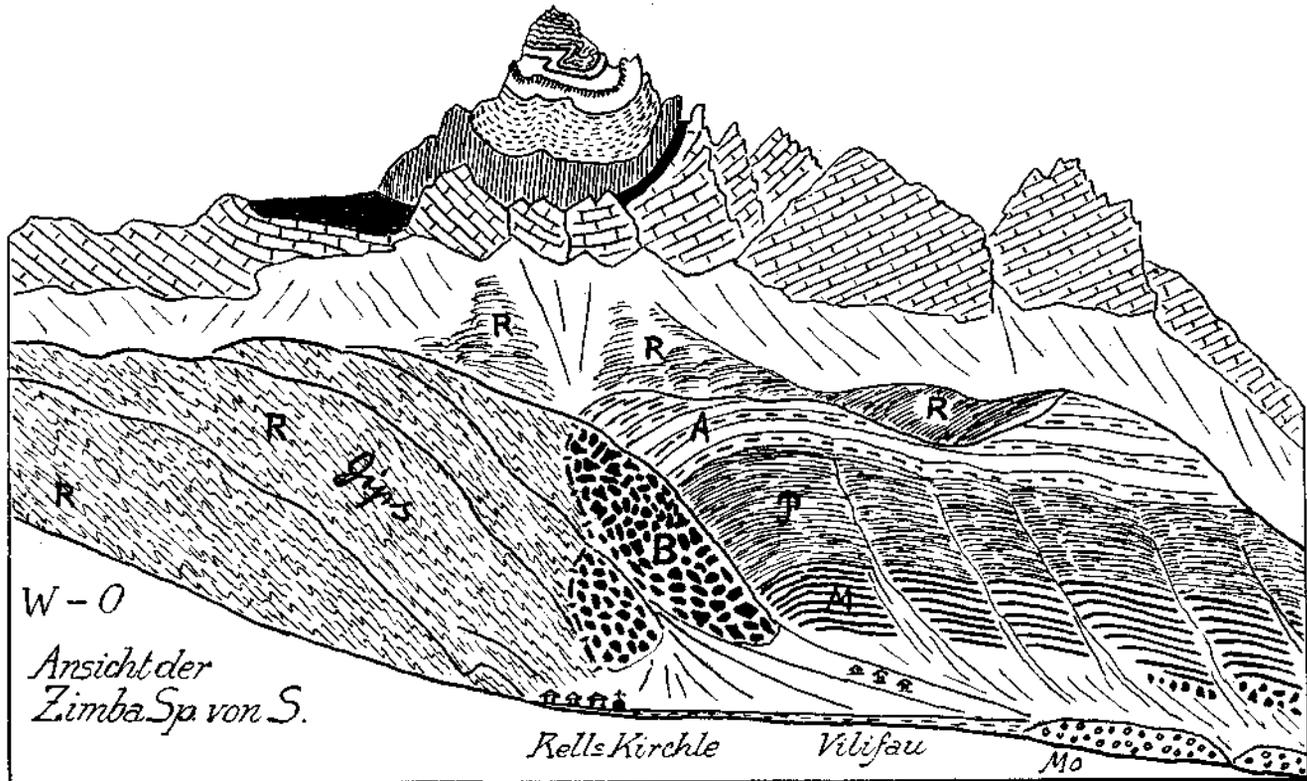


Fig. 12. *B* = Verrucano und Buntsandstein. *M* = Muschelkalk. *P* = Partnachschichten. *A* = Arlbergsschichten. *R* = Raibler Schichten. Über den Schutthalden besteht der Gipfelkörper der Zimba aus: Hauptdolomit-Plattenkalk, Kössener Schichten, Oberrätalkalk, Adnetherkalk, Fleckenmergel, oberer roter Liasalkalk, Radiolarit, Aptychenkalk. *Mo* = Moränen. Die Mulde der Zimba zeigt genau denselben Schichtinhalt und Bau wie die Mulde der Roten Wand am Ursprung des Lechs.

Fig. 12 entwirft ein schematisches Bild dieser selten schönen tektonischen Werkstätte.

Die Zimba selbst wiederholt nicht nur in den Gesteinen, sondern auch in ihrer Form eine jener Hochmulden, die für die Lechtaler Alpen so charakteristisch sind.

Die Schichtfolge reicht dabei von den Kreideschiefern bis zu den Raibler Schichten herab.

Die Raibler Schichten sind dabei in ihrem Sockel durch eine riesige Anstauung von Gips ausgezeichnet.

Wir werden uns noch genauer mit dieser Gipsstauung zu beschäftigen haben.

Was nun aber die einzigartige tektonische Bedeutung des Zimba-profiles ausmacht, ist die Aufschiebung von Buntsandstein und Verrucano unmittelbar auf die eben beschriebene Gipsstauung.

Diese Aufschiebung von Verrucano und Buntsandstein auf die Gipsstauung ist jedoch nicht allein auf den Südsockel der Zimba beschränkt, sondern sie gewinnt noch wesentlich größere Dimensionen in der Umgebung der Lüner Alpe.

Hier lagert eine Masse von Buntsandstein und Verrucano, die auf der Karte mehr als $1\frac{1}{2} \text{ km}^2$ bedeckt, auf den Gipsen der Raibler Schichten. Sie füllt den weiten Talraum zwischen dem Hauptdolomitgebirge des Schafgafall im NW und dem Muschelkalkkamm von Salonienkopf-Freskalot im S nahezu völlig aus.

Der Eindruck dieser mächtigen Schubmasse von alten bunten Sandsteinen würde noch viel stärker wirken, wenn nicht ausgedehnte Moränen der Schlußvereisung darauf lagerten.

Es bedarf wohl keiner weiteren Erörterungen, daß wir hier am Süd- fuße der Zimba und bei der Lüner Alpe eine großartige Reliefüberschiebung vor uns liegen haben.

Die schematische Karte, Fig. 13, führt dem Leser die Lage und Ausdehnung dieser höchst eigenartigen Reliefüberschiebung vor, mit der wir uns noch weiter beschäftigen müssen.

Die Reliefüberschiebung des Rellstales bildet zugleich die Spitze des Silvrettakristallins. Sie stellt eine von O gegen W gerichtete Überschiebung vor, die bis auf die hier angestauten Massen des Raibler Gipses vorgedrungen ist.

Das ist nur möglich, wenn bereits vorher die vorliegenden Kalkalpen bis auf den Sockel der Raibler Schichten hinab durch die Erosion aufgeschnitten waren. Das liefert vor allem für die zeitliche Beurteilung des Silvrettavorstoßes eine ungemein wichtige Handhabe.

Die Einschubung des Buntsandsteines auf die Raibler Gipse kann also gar nicht alt sein, weil die Kerbe der Kalkalpen, in welche der Einschub erfolgte, jedenfalls erst aus geologisch junger Zeit stammt.

Wenn wir die Karte — Fig. 13 — näher betrachten, so fällt uns auf, daß der Einschub des Buntsandsteines gerade in eine deutliche Knickstelle des Kalkalpenrandes erfolgt ist. Diese Knickstelle hat folgende Gestaltung: Der Rand des steilgestellten Hauptdolomits verläuft vom Montafontal über Vandanser Steinwand—Zimba bis zur Mittagsspitze in der Richtung von NO gegen SW.

An der Mittagsspitze schwenkt der Hauptdolomitrand fast rechtwinklig gegen S zu um. Er hält diese Richtung bis zum Schafgafall ein. Hier biegt derselbe Rand dann wieder scharf in die Richtung gegen SW zu ab.

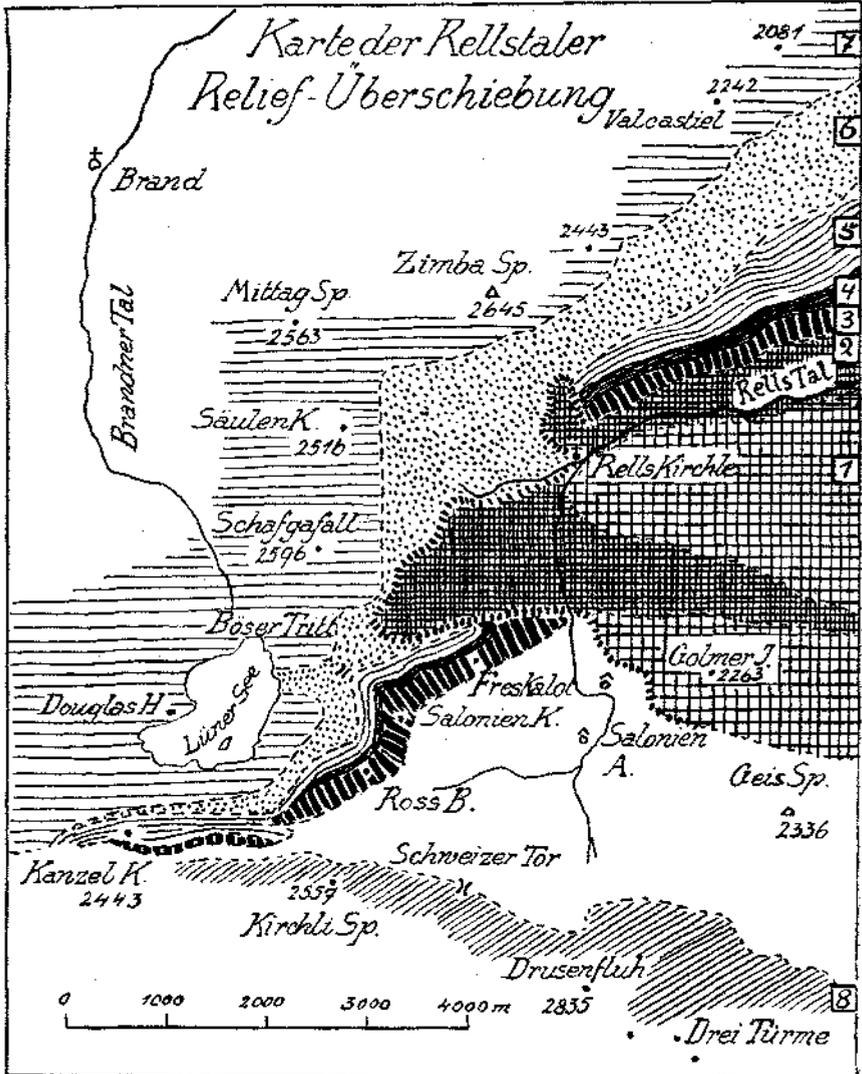


Fig. 13. 1 = Silvrettkristallin. 2 = Verrucano und Buntsandstein. 3 = Muschelkalk. 4 = Partnachschiehten. 5 = Arlbergsschichten. 6 = Raibler Schichten mit Gipsanhäufungen. 7 = Hauptdolomit. 8 = Zone der Sulzfuhkalke.

Die Raibler Schichten und alle Glieder der tieferen Trias folgen der Vorzeichnung derselben großen zweimaligen Knickung.

Während aber Arlbergkalke-Partnachschiehten-Muschelkalk bei der Biegung ihre Mächtigkeiten nur unwesentlich ändern, schwellen die

Raibler Schichten in der Gelenkstelle außerordentlich an. Diese Anschwellung geht hier ganz auf Kosten der Gipslagen vor sich, welche im oberen Teil der Raibler Schichten eingeschaltet liegen.

Die Raibler Schichten halten in Voralberg eine leicht erkennbare Dreiteilung ein.

Im unteren Teil überwiegen die Sandsteine der Lunzer Schichten, darüber folgt eine bunte Serie von Tonschiefern, Kalken, Mergeln, Dolomit. Oben liegen endlich Gipse und Rauhackeln.

Die Gipsmassen, welche in dem Kniegelenk des Hauptdolomits im Rellstal auftreten, geben sich bei näherer Betrachtung als dünnausgewalzte, feingestriemte Gipsmergel zu erkennen.

Eine Anhäufung von derart stark gestreckten, dünnausgezogenen Gipsmergeln ist nicht durch den Vorgang der Großverbiegung allein erklärbar.

Die Zusammenstauung der Gipsschichten in der Kniekehle des Hauptdolomits ist kein mechanischer Anlaß zu einer Dünnstreckung der Gipslagen.

Es wäre im Gegenteil eine Schoppung, Verdickung und Verknotung der Gipslagen dabei zu erwarten. Die Streckung der Gipslagen und ihre Anhäufung sind offenbar zwei voneinander getrennte und auch voneinander unabhängige Vorgänge. Die Streckung der Gipslagen muß dabei der ältere Vorgang sein.

Es ist möglich, daß die Streckung der Gipslagen sogar noch auf die alten, von S gegen N gerichteten Schubbewegungen zurückzuführen ist.

Jedenfalls wurden die schon ausgedünnten Gipslagen dann durch den Schub von O gegen W in die bei der Abknickung des Hauptdolomits entstehenden Hohlkehlen hineingeschleppt und hineingepreßt.

Dieser Zusammenhang zwischen den Hohlkehlen der Abknickung und den Gipsanhäufungen ist im Rellstal ungemein deutlich ausgesprochen. Zwischen der Einschuppung der Gipsmassen und dem Vorstoß des Buntsandsteins muß dann eine erhebliche Zeit der Erosion eingeschaltet gewesen sein.

Erst nachdem die Erosion in den Südrand der Kalkalpen tiefe Furchen eingegraben hatte, konnte sich der vorgeschobene Buntsandstein unmittelbar auf die Raibler Gipsmassen legen.

Wir wollen uns nun die Schubmasse des Buntsandsteins noch genauer betrachten. Der Buntsandstein, welcher bei der Vilifau Alpe auf die Raibler Schichten des Sockels der Zimba aufgeschoben liegt, steht mit dem Buntsandsteinzug des unteren Rellstals in geschlossener Verbindung.

Der Buntsandstein, welcher die Schubmasse der Lüner Alpe zusammensetzt, gehört aber zu jenem Streifen von Buntsandstein, welcher an der Nordseite des Golmer Joches in die Silvrettaigneise eingefaltet erscheint.

Beide Buntsandsteinstreifen befinden sich im Hangenden der Silvrettaigneise und sind in die ost-westlich streichenden Wellentäler der alten Faltung eingefügt. Aus dieser Lagerung ergeben sich nun für die Jungmechanik der Silvrettamasse einige sehr wichtige Folgerungen.

Wir befinden uns hier am Westende der Silvrettamasse. Wie das Schema Fig. 14 lehrt, stellen sich gerade hier an diesem Westende eine Reihe von Einfaltungen von Verrucano-Buntsandstein und jüngeren Schichten ein.

Wir können nach der Aufnahme von W. O. Leutenegger zwei Schollen bei Ganeu, einen längeren Streifen bei Lantschisol, den Zug des Kristakopfes, den langen Streifen nördlich vom Golmer Joch sowie den noch längeren Zug Mittagsspitze — Geisspitze unterscheiden.

Das Westende der Silvretta ist also reichlich mit schmalen, ost-westlich eingefügten Einfaltungen oder Einschuppungen ausgestattet.

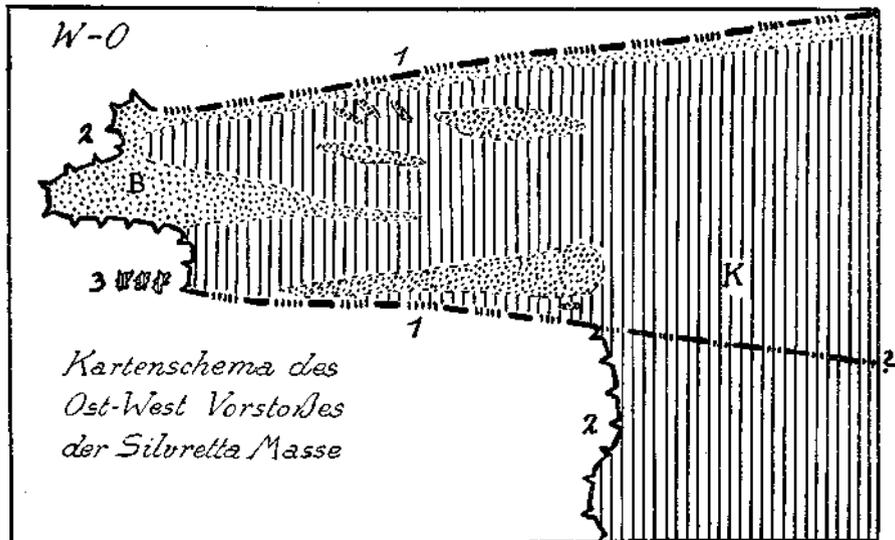


Fig. 14. 1 = steilstehende Verschiebshahn. 2 = flachliegende Schubfläche. 3 = Schubschollen. K = Silvrettakristallin. B = Auflagerungen von Verrucano-Buntsandstein und jüngeren Schichten. Zu Fig. 14 stellt Fig. 15 einen schematischen Längsschnitt dar.

Die Erklärung für diese reiche Ausstattung mit Einfaltungen jüngerer Schichten liegt in einer starken Senkung der Oberfläche der Silvrettamasse gegen ihr Westende zu.

Durch diese Senkung der Oberfläche der Silvrettamasse wurden ihre zahlreichen Einfaltungen eben der Abtragung entzogen.

In den östlicheren Teilen der Silvrettamasse ist eben dieses hangende Niveau mit den eingefalteten jüngeren Schichten schon längst von der Erosion zerstört worden.

Es senkt also mit anderen Worten die Silvrettamasse ihre Stirne gegen ihr Westende zu.

An dem Buntsandsteinstreifen auf der Nordseite des Golmer Joches ist diese Senkung prächtig zu erkennen. Derselbe beginnt als ganz schmaler Zug bei der Golm-Alpe in zirka 1700 m Höhe und erreicht bei der Lünner Alpe eine Breite von über 1200 m.

Diese Senkung der alten Oberfläche der Silvrettamasse gegen ihr Westende zu verbindet sich mit der Reliefüberschiebung an demselben Westende.

Wir stehen vor einem sehr bemerkenswerten tektonischen Ergebnis.

Einerseits senkt sich hier die alte Oberfläche der Silvrettamasse kräftig gegen W, andererseits aber steigt ihre basale Schubfläche ebenfalls gegen W an die Terrainoberfläche empor.

Es schneiden sich also im Bereich des oberen Rellstaes die alte Landoberfläche und die basale Schubfläche.

Dadurch entsteht eine scharfe Zuspitzung des Westendes der Silvrettamasse etwa in dem Sinne, wie sie uns das Schema Fig. 15 vorführt.

Man erkennt deutlich, daß die Zuspitzung der Silvrettamasse vor allem durch eine mächtige Abschrägung von unten her bewirkt wurde.

Diese Abschrägung steht mit der Reliefüberschiebung im Rellstal in unmittelbarer Verbindung.

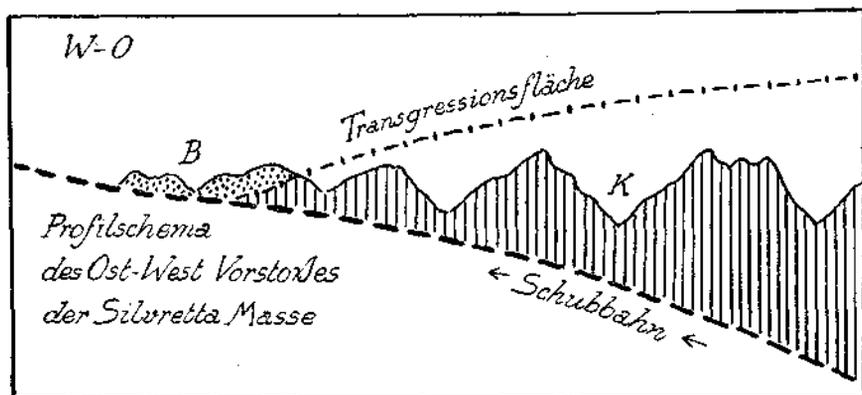


Fig. 15. Schematische Darstellung der Zuspitzung des Westendes der Silvrettamasse zwischen der Hangendtransgression und der Liegendenschubfläche.

Sie muß also wenigstens in ihrer letzten Ausführung sehr jungen Alters sein.

Es ist nun von Interesse, die Einfügung dieser Reliefüberschiebung des Westrandes der Silvretta in größeren Zusammenhängen zu betrachten. Wir haben die Grenze Kalkalpen-Kristallin von O her bis in das Rellstal verfolgt. Diese Grenze zeigte dabei in ost-westlichem Verlaufe durchaus steiles Einfallen.

In dem Moment jedoch, wo die Grenze im Rellstal die O-W-Richtung verläßt und sich gegen S wendet, tritt auch schon die flache Überschiebung in Geltung.

Wir wandern im Rellstal aufwärts bis zu jener Stelle, wo der Silvrettarand wieder in die O-W-Richtung umkehrt. Sofort verschwindet auch wieder die flache Schubfläche und wir haben eine steile Grenzfläche vor uns.

Diese Grenzfläche können wir nun vom obersten Rellstal bis ins Gampadelztale in derselben Steilstellung verfolgen.

Hier wendet sie sich neuerdings gegen S um und wird wieder mit einem Schlag zur flachen Überschiebung.

Fig. 14 entwirft vor dem Beschauer in groben Umrissen diesen Feldbefund.

Dieser Wechsel von ost-westlichen steilen Schubflächen mit nord-südlichen flachen Schubbahnen läßt nur zwei geometrische Auflösungen zu.

Entweder handelt es sich um eine starke Faltung der Schubmasse und der basalen Schubbahn oder es ist der schmale nördliche Teil der Silvrettamasse noch für sich um 9 bis 10 km weiter gegen W zu vorgestoßen worden.

Meiner Erfahrung steht die letztere Deutung näher.

Sie würde allerdings als notwendige Folge ein Weiterziehen der steilen Verschiebungsgrenze aus dem Gampadelztal ins vorderste Gargellentälchen und weiter ins Montafontal verlangen.

Ich halte dies für recht wahrscheinlich.

Beweise für oder gegen diese Annahme sind aber erst von der Neuaufnahme des Silvrettakristallins durch O. Reithofer zu erwarten.

Die Untersuchungen des Schwarzhorn Amphibolits durch F. Angel machen dessen Zugehörigkeit zu dem Silvrettakristallin jedenfalls sehr wahrscheinlich.

Die basale Schubfläche am Westrande der Silvrettamasse ist bekanntlich in dem Fenster von Gargellen sehr überzeugend aufgeschlossen. Wir besitzen für dieses Gebiet eine neue, sehr sorgfältige Untersuchung von M. M. Blumenthal aus dem Jahre 1924.

Ich füge hier als Fig. 16 eine Kopie eines Querschnittes durch dieses Fenster nach M. M. Blumenthal aus der Arbeit „Das Fenster von Gargellen — Eclogae geol. Helvetiae, Bd. XX, 1926, Seite 71“, ein.

Leider verläuft dieser Schnitt von SO gegen NW und schneidet so das völlig nord-südlich gestreckte Fenster nur schräg, statt in der Richtung O—W, was der Hauptbewegung allein entsprechen würde.

Immerhin zeigt auch dieser Schiefschnitt das Ansteigen der Silvretta Schubfläche von O gegen W. Es dürfte hier wie auch im Rellstal ungefähr dasselbe Gefälle der Schubfläche vorliegen.

Interessant ist in diesen Profilen die Struktur der mehrfach übereinanderliegenden Schubmassen.

Nach Blumenthal liegt unter der Silvrettadecke zunächst die Aroser Schuppenzone, unter dieser die Sulzfluhdecke, unter dieser die Falknisdecke und darunter liegen endlich die penninischen Bündner Schiefer. Ich werde mich später einmal mit dieser Einteilung noch eingehender zu beschäftigen haben.

Ich möchte hier nur auf folgende Eigenheiten der Strukturen dieser Schubmassen aufmerksam machen. Die Silvrettadecke zeigt eine ganz merkwürdige Abschrägung ihrer Gesteinslagen.

Die Abschrägung wäre hier so erfolgt, daß am Terrainausstrich gerade die ältesten Gesteine auftauchen. Das ist genau die umgekehrte Anordnung wie im Rellstal.

Die darunterliegende Aroser Schuppenzone zeigt heftige Überfaltungen gegen NW zu. Auch die Sulzfluhdecke läßt Anschoppung gegen NW zu erkennen.

Im Gegensatz dazu zeigt die Falknisdecke lebhaftige Überfaltung gegen SO hin.

Der Untergrund der Bündner Schiefer ist endlich in reitende Spitzfaltung gelegt, welche ihren Bewegungsschwung deutlich gegen SO zukehrt. Die Innenstruktur dieser verschiedenen Schubmassen ist also keineswegs einheitlich und auch untereinander nicht zusammenpassend.

Silvrettadecke, Arosazone und Sulzfluhdecke streben strukturell gegen NW oder W, während Falknisdecke und Bündner Schiefer eine gegen SO oder O gerichtete Beschwingung verraten.

Wenn sich diese Angaben bewahrheiten, so steht man hier vor einem sehr merkwürdigen Wechsel in der Bewegungsrichtung, für den ich vorläufig keine Erklärung besitze.

Wir kehren nun wieder zum Westende der Silvrettamasse in der Umgebung des Rellstales zurück.

Wenn man die hier erhaltenen Einfaltungen oder Einschuppungen von jüngeren Schichten auf dem Dache der Silvrettamasse genauer betrachtet, so kommt man zu dem Ergebnis, daß es sich hier kaum um regelmäßige Einfaltungen oder Einschuppungen handeln kann.

Die Ausgangsstellung für diese Einschaltungen ist, wie das Schema Fig. 17 vorführen soll, ein Fundament von steil gefaltetem Altkristallin, auf dem mit tiefgreifender Einbnungsfläche dann transgredierend Verrucano und jüngere Schichten liegen.

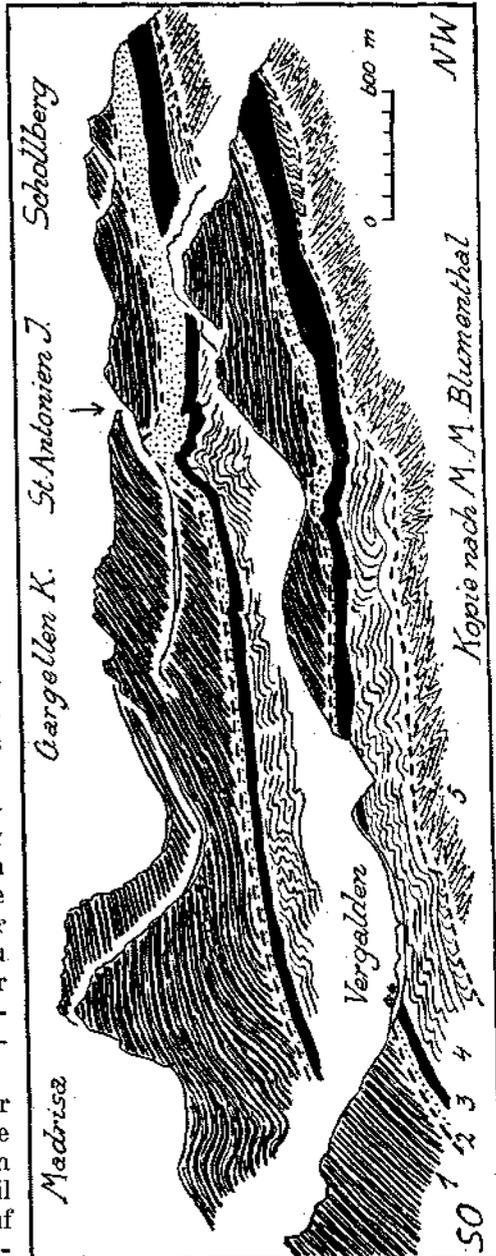


Fig. 16. 1 = Silvrettkristallin, 2 = Arosazone, 3 = Sulzfluhdecke, 4 = Falknisdecke, 5 = Bündner Schiefer. Sammelprofil für das Gargellenfenster.

Diese Ausgangsstellung zwischen Altkristallin und Kalkalpen ist für die ganze nachfolgende Tektonik von grundlegender Bedeutung geworden.

Das alte, steilgefaltete, kristalline Gebirge hat eine gewaltige Abtragung erlitten. Das formale Endergebnis dieser Abtragung kann nur eine tiefgreifende Verebnungslandschaft gewesen sein.

Diese Einebnung ermöglichte dann auch die mächtige Verrucano-transgression und die nachfolgende, langandauernde Meeresbedeckung, aus welcher sich die Sedimente von Trias-Jura und Kreide niedergeschlagen haben.

So bildete diese Abtragungsfläche die Grenze zweier ganz verschiedene Gesteinswelten, unten die steilgefalteten kristallinen Schiefer mit allen ihren Intrusivmassen, oben die flachliegenden Meeressedimente mit einem ewigen Wechsel von festeren und weicherer Lagen.

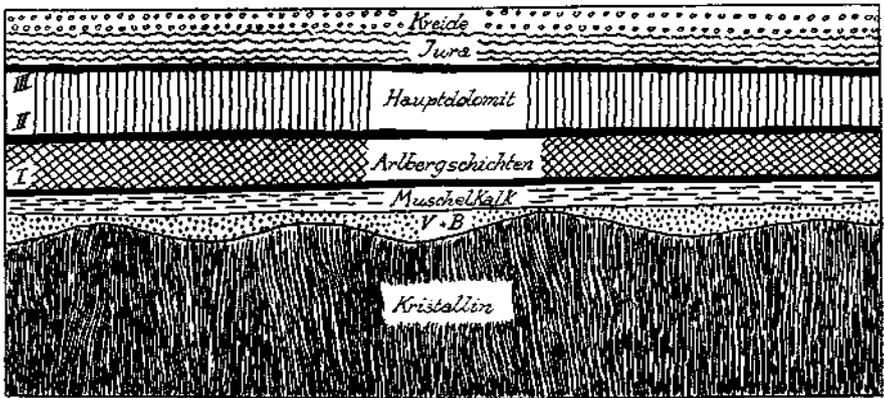


Fig. 17. Schema der Ausgangsstellung der Silvrettamasse und ihrer Sedimentdecke für die großen S-N-Bewegungen. Hauptgleichhorizonte: I = Partnachschichten, II = Raibler Schichten, III = Kössener Schichten.

Die Abtragungsfläche bildete aber auch eine die ganze Mechanik beherrschende Fuge größten Stiles.

Unten ausgefaltete Schichten mit vorherrschender Vertikalstellung, oben mechanisch unversehrte, neugeborene Meeresniederschläge von ausgesprochener Horizontalstellung.

Dieser ungeheure Unterschied in Material und Lagerung beherrscht einen großen Teil der alpinen Mechanik in der Weise, daß immer nur entweder das Altkristallin oder nur die Sedimentdecke das Baumaterial liefern. Es gibt hier keine Tektonik, welche in stande gewesen wäre, das Altkristallin und die große Sedimentdecke gleichmäßig zu überwältigen und in einheitliche Bauformen zu zwingen. Dieses Gesetz bewährt seine Gültigkeit auch am Westende der Silvrettamasse. Auf engem Raum sind hier mehrere Streifen von jüngeren Schichten dem Altkristallin eingefügt.

So eng benachbart diese Gesteinsstreifen auch zueinander liegen, so zeigt doch jeder eine andere Zusammensetzung und kein einziger einen regelrechten Muldenbau. Am ausgesprochensten ist der Muldenbau noch an der Schrunser Mittagsspitze vorhanden.

Aber auch die Mittagsspitze ist sehr weit von einer regelmäßigen Mulde entfernt. Nord- und Südflügel stimmen weder in der Schichtfolge, noch in der Mächtigkeit zusammen.

Die Erklärung für diese auffallend großen Unterschiede und Unregelmäßigkeiten liegt nach meiner Ansicht darin begründet, daß wir in diesen Einschaltungen nicht unversehrte sedimentäre Auflagerungen, sondern bereits abgeglittene oder verschobene Schollen vor uns haben. Dadurch wird die große Verschiedenheit der räumlich engbenachbarten Einschaltungen von jüngeren Schichten auf dem Altkristallin der Silvretta leichter verständlich.

Die schon mehrfach hier betonte Einebnungsfläche des Altkristallins, auf welcher dann in langer Meeresbedeckung die riesige Sedimentmasse der nördlichen Kalkalpen zur Ablagerung kam, ist aber noch in anderer Hinsicht von großer mechanischer Bedeutung. Diese Grenzfläche zweier so verschiedenartiger Gesteinswelten kam auch gleichzeitig als vorgezeichnete, riesig ausgedehnte Basis für die Abgleitung der Sedimentdecke in erster Linie in Betracht.

Diese Funktion der alten Einebnungsfläche als Hauptbahnfläche für eine Abgleitung der großen Sedimentmassen bringt uns wieder jenen noch immer viel zu wenig erkannten Zusammenhang zwischen den Arbeiten von Tektonik und Erosion zum klaren Bewußtsein.

Der Zusammenhang ist bald ein gegenseitiges Mithelfen, bald auch ein Stören. Auf alle Fälle berühren und durchdringen sich diese zwei wichtigsten geologischen Arbeitsweisen in der mannigfaltigsten Weise.

Die Abgleitung der Nordkalkalpen von ihrem Sockel aus Altkristallin im W und Grauwacken im O ist ein Problem, das neuerdings wieder durch die Arbeiten von E. Haarmann — Die Oszillationstheorie, Berlin 1930 — in den Vordergrund des Interesses gerückt erscheint.

Die Profile der Arlberggegend bieten nun eine ausgezeichnete Gelegenheit zu der Prüfung der Frage, ob die Nordkalkalpen tatsächlich als Abgleitmassen von dem Dache der Silvrettamasse aufzufassen sind.

Ich führe hier zur Prüfung dieser Hypothese zunächst einen Querschnitt durch die Kalkalpen vom Arlberg bis zum Widderstein als Fig. 18 vor.

Derselbe ist im südlichen Teile nach meinen eigenen Aufnahmen, im nördlichen Teile nach jenen von Th. Benzinger entworfen.

Der ganze Querschnitt läßt sich hier in sechs deutlich getrennte Bewegungseinheiten auflösen. Es sind dies von N gegen S die Schuppe des Widdersteins, jene des Karhorns, die große Schubmasse der Lechtaldecke, welche mit dem Kristallin zusammenhängt, dann die Tauchdecke der Rockspitze sowie endlich die freischwebenden Schubmassen von Inntaldecke und Krabachjochdecke.

In den zwei Zeichnungen Fig. 19 und 20 ist nun dieses Profil einerseits ganz in Gleitmassen, andererseits teils in Schubmassen, teils in Gleitmassen aufgelöst.

Wenn man diese zwei Auflösungsformeln miteinander vergleicht, so erkennt man unschwer, daß der Unterschied zwischen ihnen auf der verschiedenen Art der Verknüpfung von Lechtaldecke und Silvrettamasse beruht.

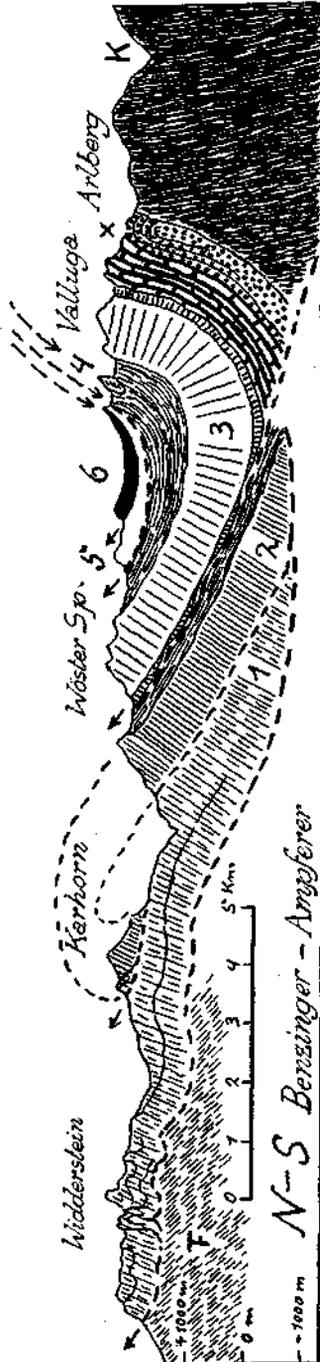


Fig. 18. 1 = Schumasse des Widersteins, 2 = Schumasse des Karhorns, 3 = Lechtaldecke samt Silvrettakristallin, K, 4 = Turchfüllpunkten der Rockspitze, 5 = Lanttaldecke, 6 = Krabachjochdecke, F = Flysch, X = Anzeichen von „Trauttschem“ Sudschub.

Im einen Falle ist die Lechtaldecke sedimentär mit der Silvretta-masse verbunden, im anderen werden die Lechtaldecke und das Kristallin von einer weittragenden Bewegungsbahn getrennt.

Nun beweist aber das erkenntnistheoretisch ungemein wichtige Arlbergprofil, daß nur der obere Teil der Kalkalpendecken als Gleitmassen aufzufassen ist.

Der untere Teil (Lechtaldecke) ist hier mit dem Altkristallin sedimentär verbunden. Diese primäre Verbindung leitet von der Untertrias über Buntsandstein-Verrucano-Grauwackenzone zur kristallinen Ablagerungsbasis der Silvretta-masse.

Nur die Lechtaldecke ist entlang der ganzen Nordkalkalpen regelmäßig mit einem Sockel von Buntsandstein-Verrucano-Grauwacken ausgestattet. Das kann keine Zufallslagerung sein.

Diese ständige Führung dieser Verbindungsglieder ist nur verständlich bei einer primären sedimentären Verknüpfung der Lechtaldecke mit dem kristallinen Grundgebirge.

Dabei transgrediert die Schichten-gruppe Verrucano-Buntsandstein sehr scharf über Grauwackenzone und Kristallin.

Am tiefsten eingeschnitten dürften die Verrucanoreste im Altkristallin der Silvretta sein.

Die Transgression dieser Schichten ist aber am ganzen Südrande der Nordkalkalpen vorhanden. Es ist unmöglich, diese zahlreichen, deutlich transgressiv auftretenden Verrucanoschollen rein tektonisch zu deuten.

Das ist eine großzügige Verwachsung. Dies sind wirkliche Verankerungen der Nordkalkalpen auf dem Sockelland von Grauwackenzone und Kristallin.

Dabei ist aber wohl zu beachten, daß es sich hier nur um das Eingreifen von großen Bewegungen in der Richtung von S gegen N handelt.

Kleinere Verschiebungen, insbesondere solche in der Richtung des Streichens, kommen überall vor.

Man kann also das Urteil festhalten, daß im Arlberggebiet die Auflagerung der Lechtaldecke kaum durch eine großzügige Gleitfuge von seiner kristallinen Grundlage getrennt liegt.

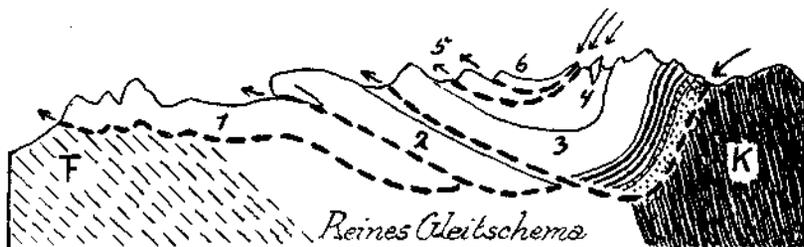


Fig. 19. 1-2-3-4-5-6 = lauter Gleitdecken. K = Alt-kristallin. F = Flysch.

Damit kommt natürlich für die Abgleitung nur mehr das auf der Lechtaldecke liegende Gesteinsmaterial in Betracht.

Hier sehen wir nun, daß die Fuge zwischen Silvretta + Lechtaldecke und den höheren Gleitdecken durch die Einschaltung der Tauchfaltenkerne in die Serie der Kreideschiefer besonders ausgezeichnet ist.

Diese Tauchfaltenkerne sind derzeit auf der Strecke vom Spullersalpkopf bis zur Passeierspitz Gruppe nachgewiesen.



Fig. 20. 1-2-3 = Schubmassen. 4 = Tauchfaltenkern. 5-6 = Gleitmassen. K = Alt-kristallin. F = Flysch.

Für die Tauchfalten ist eine Entstehung durch Gleitung und Verwindelung unter einer höheren darüber bewegten Masse überaus wahrscheinlich.

Die Tauchfalten leiten also gleichsam die Abgleitung ein und scheiden so die tieferen Schubmassen von den höheren Gleitmassen ab.

Wir halten also als Ergebnis dieser Prüfung fest, daß eine Auflösung der ganzen Nordkalkalpen in ein System von Gleitdecken im Arlberggebiet durch die unleugbare sedimentäre Verknüpfung der Lechtaldecke mit dem Kristallin unwahrscheinlich gemacht wird.

Um eine Auflösung der ganzen Nordkalkalpen in lauter Gleitdecken zu erreichen, müßte man zugleich auch noch die Lechtaldecke als Abgleitung von der Silvrettamasse auffassen.

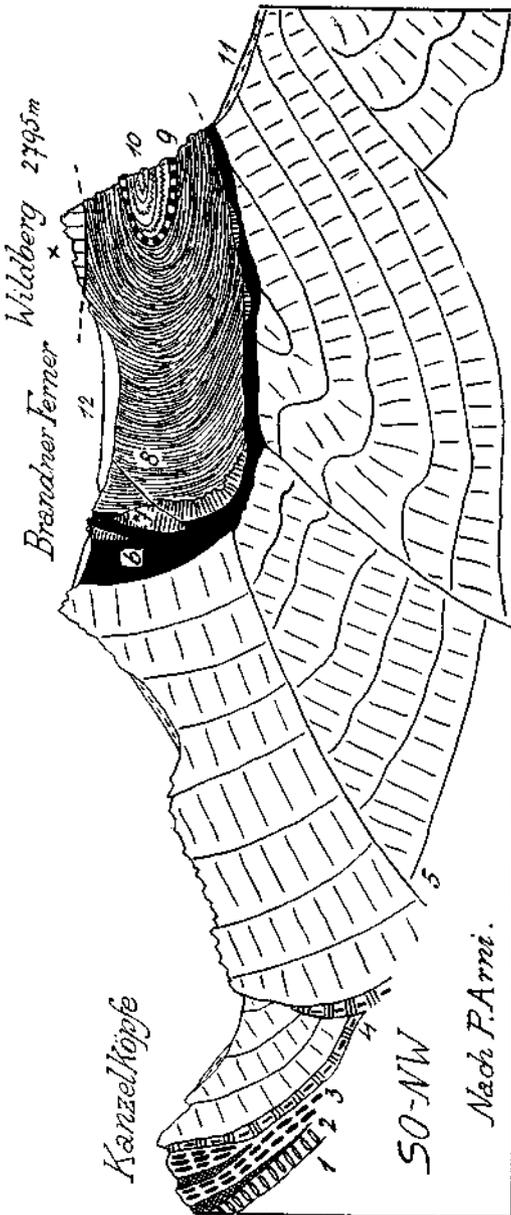


Fig. 24. Lechtaldecke: 1 = Muschelkalk, 2 = Partnachschichten, 3 = Arbergschichten, 4 = Raibler Schichten, 5 = Plattenkalk und Hauptdolomit, 6 = Küssener Schichten, 7 = Obertrütkalke, 8 = Fieckenmergel, 9 = Juranorsteinkalke, 10 = Apfychenkalke, 11 = Schutthaltungen, 12 = Brandner Gletscher, X = Schuttscholle aus Hauptdolomit = Inntaldecke.

Das ist sehr unwahrscheinlich. Wohl aber kann die Inntaldecke und die Krabachjochdecke von der Silvretta-masse abgeglitten sein. Dasselbe gilt von den darunter eingeschalteten Tauchfalten.

Ich möchte das wichtige Arlbergprofil, Fig. 18, nicht verlassen, ohne noch auf die Anzeichen eines bescheidenen, gegen S gerichteten Schubes aufmerksam zu machen. Es betrifft dies die auffallende Wölbung des Verrucanos der Ulmer Hütte.

Seine Verbiegung ist durch einen kürzeren, gegen S gerichteten Aufschub der Lechtaldecke gegen das Kristallin am besten verständlich.

Es erinnert dieser Südschub am Südrande der Lechtaler Alpen unbedingt an die viel weiter östlich gelegenen Südschübe der Kalkalpen, welche F. Trauth mehrfach anschaulich beschrieben hat.

Wir haben nun erkannt, daß die Lechtaldecke nicht als eine Großabgleitung vom Dache der Silvretta-masse zu betrachten ist.

Die Lechtaldecke baut auch im wesentlichen die Schuppen des westlichen Rätikons auf.

Hier ist aber doch insofern eine Abweichung gegenüber den

Lechtaler Alpen, als das Silvrettakristallin hier in der Form einer Relieffüberschiebung auf den tieferodierten Kalkalpenfuß vorgestoßen liegt.

Eine weitere Fremdartigkeit bildet dann das Auftauchen von Schubfetzen der Arosazone in den Fugen der einzelnen Kalkalpenschuppen.

Die Lechtaler Alpen enthalten nur an einer Stelle ähnliche Gesteine. Es ist dies am Johannesjoch an der Ostseite der Roten Wand.

Ich habe diese Stelle in unserem Jahrbuch abgebildet und besprochen.

Während also an der völligen Identität der Lechtaldecke im westlichen Rätikon nicht der geringste Zweifel sein kann, war bisher das Auftreten der Inntaldecke unbekannt.

Trotzdem ist dieselbe hier ganz deutlich vorhanden und auch von P. Arni unbewußt ganz richtig dargestellt worden.

Es handelt sich hier um jene Scholle von typischem Hauptdolomit, welche am Gipfel des Wildberges auf Fleckenmergel sich findet.

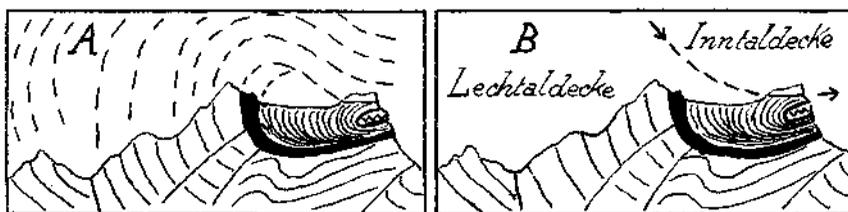


Fig. 22. A = Erklärung durch Überfaltung und Ausquetschung von Kössener Schichten + Oberrätikal-Plattenkalk. B = Erklärung durch Relieffüberschiebung der Inntaldecke.

W. v. Seidlitz hatte das Gestein irrtümlich als oberrätischen Kalk bezeichnet.

Ich schalte hier als Fig. 21 eine Kopie eines Profils von P. Arni aus dem Jahre 1926 ein.

Das Profil schneidet die hochgehobene Mulde der Scesaplana, deren Gesteine bis in die feinsten Details der Lechtaldecke zugehörig sind.

Die prächtige Mulde wird oben von einer Schubfläche abgeschrägt, auf welcher eine Scholle von Hauptdolomit lagert.

Wir haben es hier mit einer typischen Vertretung der Inntaldecke zu tun.

P. Arni glaubt den klaren Schubbefund durch eine Überfaltung des Südschenkels mit Ausquetschungen umgehen zu können. Er übersieht dabei die riesige Mächtigkeit dieses Südschenkels und daß hier für eine so weitgehende Ausquetschung nicht der geringste Anlaß vorliegt.

Fig. 22 stellt die beiden Erklärungen einander gegenüber. Man erkennt auf den ersten Blick die Einfachheit und Überlegenheit der Schub- oder besser der Gleitmechanik gegenüber der riesigen Überfaltungs- und Ausquetschungsmaschinerie.

Meine Erfahrungen reichen im westlichen Rätikon derzeit noch nicht aus, um die Frage nach einem eventuellen Auftreten der Krabachjochdecke beantworten zu können.

Wahrscheinlich ist ein solches Vorkommen wohl nicht. Die Aufnahmen der Schweizer Geologen sprechen auch nicht dafür.

Immerhin ist das Auftreten der Inntaldecke auf der Scesaplanamulde hoch über dem Prättigau ein sehr überraschender Fund.

Wir erkennen daraus, daß hier die Nordkalkalpen noch so ziemlich mit ihrer vollen tektonischen Ausstattung und Eigenart ganz plötzlich enden. Es hat keine Abscherung oder Verarmung der Lechtaldecke stattgefunden.

Bei der Untersuchung des Südrandes der Lechtaler Alpen haben sich mehrfach auffallende Breccien feststellen lassen, die ich nach ihrem größten Vorkommen an der Eisenspitze bei Flirsch als „Eisenspitzebreccien“ bezeichnet habe.

Die letzten Nachrichten über diese Breccien stammen aus der Arbeit über den Südrand der Lechtaler Alpen in diesem Jahrbuch 1930. Diese Breccien, deren genaueres Alter noch nicht feststeht, treten am Gipfel der Valluga, 2811 m, auf das Gebiet von Vorarlberg über.

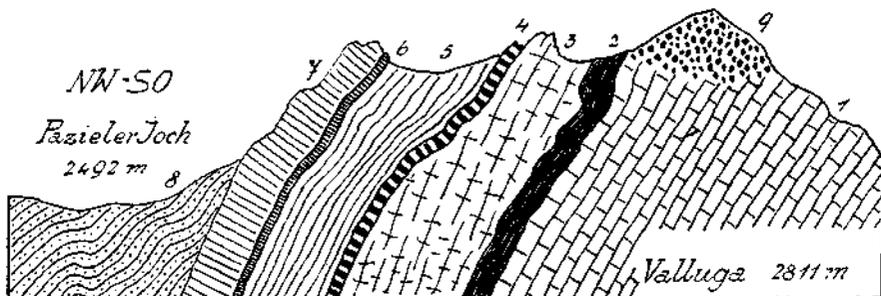


Fig. 23. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätalkalke. 4 = roter Liaskalk. 5 = Fleckenmergel. 6 = roter, 7 = grauer Tithonkalk. 8 = Kreideschiefer. 9 = Eisenspitzebreccie (Gosau?)

Fig. 23 bringt einen Schnitt durch den Gipfel der Valluga, auf welchem diese Breccien verzeichnet sind. Es handelt sich hier um eine ziemlich grobstückige Breccie aus kantigen Trümmern von Hauptdolomit, welche durch ein dolomitisches Bindemittel verkittet ist.

Die Breccie erinnert sehr an die Basisbreccien der Muttekopfgosau, doch fehlen die dort nicht seltenen, kleinen, kirschgroßen, wohlgedrechselten Gerölle.

Eine ähnliche Breccie fand ich dann viel tiefer, halbwegs zwischen Stuben und Langen, an der Brücke der Arlbergstraße bei 1352 m.

Diese Breccie tritt hier in großen Blöcken auf, welche jedenfalls der Gneisgrenze unmittelbar benachbart sind.

In die Art der Auflagerung gewährt die Natur hier keinen Einblick.

Ein sehr interessantes Vorkommen ähnlicher Breccien habe ich dann im Jahre 1923 bei einer Exkursion auf den Gipfel des Itonz in Begleitung meines Freundes Baurat H. Ascher entdeckt.

Fig. 24 bildet die Hauptfundstätte dieser Ablagerung auf dem Gipfel des Brazer Steines ab.

Wir befinden uns hier auf der Nordseite der Davennagruppe, unmittelbar über den schroffen Wänden, welche Fig. 10 zeigt.

Wir finden hier rundliche, massive Felsen am Gipfel des Brazer Steines, die aus einer Dolomitlebreccie bestehen.

In dieser Breccie sind kleinere eckige Stücke von feingeschichtetem, bändrigem Hauptdolomit in einem dolomitischen Bindemittel dicht eingebettet. Die Breccie sitzt mit flachem Nordfallen auf den Schichtköpfen des steilstehenden Hauptdolomits.

Etwa 100 bis 150 m höher steht am Montafoner Stein eine löchrige Breccie an, die auch ziemlich viel Quarz und kristalline Brocken enthält.

Über die Zusammengehörigkeit der beiden Breccienreste läßt sich nichts aussagen, da sie völlig voneinander getrennt sind.

Auffallend ist hier wie an den meisten der bisher bekannt gewordenen Reste der Eisenspitzebreccie das schroffe Transgressionsverhältnis zu ihrem Untergrunde.

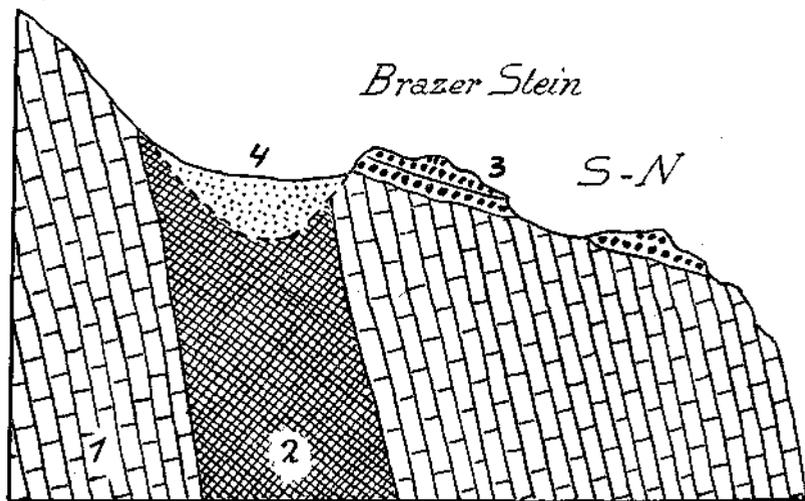


Fig. 24. 1 = Hauptdolomit. 2 = Raibler Schichten. 3 = Eisenspitzebreccie (Gosau?). 4 = Grundmoräne der Würmeiszeit.

Dies spricht wohl für eine Zugehörigkeit der Eisenspitzebreccie zu den Gosauablagerungen.

Wenn diese zeitliche Einordnung zutrifft, so sind diese Breccien ein Beweis für das hohe Alter des Südrandes der Lechtaldecke.

Die Grenze der Nordkalkalpen gegen das Kristallin der Silvretta-masse ist also schon in der Zeit der Oberkreide so tief eingefurcht worden und von den Gosausedimenten dann wenigstens teilweise zu-sedimentiert worden.

Westlich von der Davennagruppe sind mir bisher keine Ablagerungen der Eisenspitzebreccien begegnet.

Es hat aber W. O. Leutenegger an der Nordseite der Zimba Ablagerungen eines angeblichen Bergsturzes beschrieben, die möglicherweise einen Rest von Eisenspitzebreccien vorstellen.

W. O. Leutenegger bildet die Nordostwand der Zimba ab und verzeichnet darin die angeblich abgerutschten Massen.

Die zugehörige Beschreibung lautet: „In der Nordostwand hat sich ein einheitlicher Komplex von oberem, rotem Liaskalk, Radiolarit und Aptychenkalk losgelöst und ist auf den tonig-schiefrigen Algäuschichten herabgeglitten, auf denen nun die abgestürzte Masse, in wenige große Blöcke zerfallen, liegt.

Zum Teil vermischen sich diese Gesteine mit dem unteren roten Liasband und täuschen dadurch nach unten oft einen natürlichen Kontakt mit dem nächst tiefer liegenden Dachsteinkalk vor.“

Betrachtet man ein Profil durch die Zimba, so hat man den Eindruck, daß auf dieser jähren Wand ein einmal losgebrochener Bergsturz erst am Fuß der Steilhänge zum Stillstand kommen könnte.

Es ist also möglich, daß die abgerutschten Massen in der Nordostwand der Zimba eine grobblockige Abart der Eisenspitzbreccie vorstellen.

Jedenfalls bedarf aber dieses Vorkommen einer erneuten Prüfung.

Ich schließe mit diesen Angaben den Fundbericht dieser Arbeit, um noch einige allgemeine Bemerkungen über die Großtektonik von Vorarlberg anzufügen.

Fig. 25 legt eine stark schematisierte kleine tektonische Karte von Vorarlberg dem Beschauer vor.

Diese Kartenskizze hebt folgende Struktureigentümlichkeiten schärfer hervor.

Zunächst den mächtigen schrägen Balkenbau von Molassezone—Helvetischer Kreide—Flysch. Die Schubmassen von Flysch, welche auf der Vorarlberger Kreide noch lagern, sind hier nicht berücksichtigt.

An diesen schrägen Balkenbau stoßen unmittelbar die ost-westlich geordneten Schub- und Gleitmassen der Nordkalkalpen und das ebenfalls ost-westlich gefügte Kristallin der Silvrettamasse.

Es geht aus der Karte sofort hervor, daß diese Anordnung der großen Bauelemente in Vorarlberg unmöglich ein tektonisch einheitliches Gebilde vorstellen kann.

Hier lassen sich sofort eine Reihe von offenbar zeitlich gut getrennten Bewegungen ablesen.

Die große Schrägstellung von Molasse-Schweizer Kreide und Flysch erfordert einen eigenen Bauraum und eine eigene Schubrichtung. Dasselbe gilt für die Nordkalkalpen.

Das Gefüge des Kristallins ist überhaupt sehr viel älter.

In der ost-westlichen Anordnung sind Altkristallin und Nordkalkalpen hier zusammengegangen.

Zwischen den Nordkalkalpen und dem Altkristallin verläuft jedoch eine sehr viel jüngere, ungefähr ost-westliche Verschiebungslinie. Dieser Vorstoß der Silvrettamasse hat zu einer randlichen Überfahrung der Lechtaldecke im westlichen Rätikon geführt.

Derselbe Vorstoß hat aber auch die Rätikonschuppen der Lechtaldecke in Bewegung versetzt und ein gutes Stück über den Flysch und die Schweizer Kreide vorgetragen.

Die Wirkung dieses ganz jungen Vorstoßes der Rätikonmasse ist aus dem Kartenbild prachttvoll klar zu ersehen. Flysch und Schweizer Kreide wurden dadurch gewaltsam niedergedrückt und überwältigt. Auch bei diesem Vorstoß der Rätikonmasse kann es sich nur um eine Reliefüberschiebung großen Stiles gehandelt haben.

Wir kommen nach dem vorliegenden Kartenbilde also etwa zu folgender Minimalforderung von mechanischen Vorgängen großen Ausmaßes.

Altstrukturen des Silvrettakristallins.
Tiefe Abtragung und Einebnung.

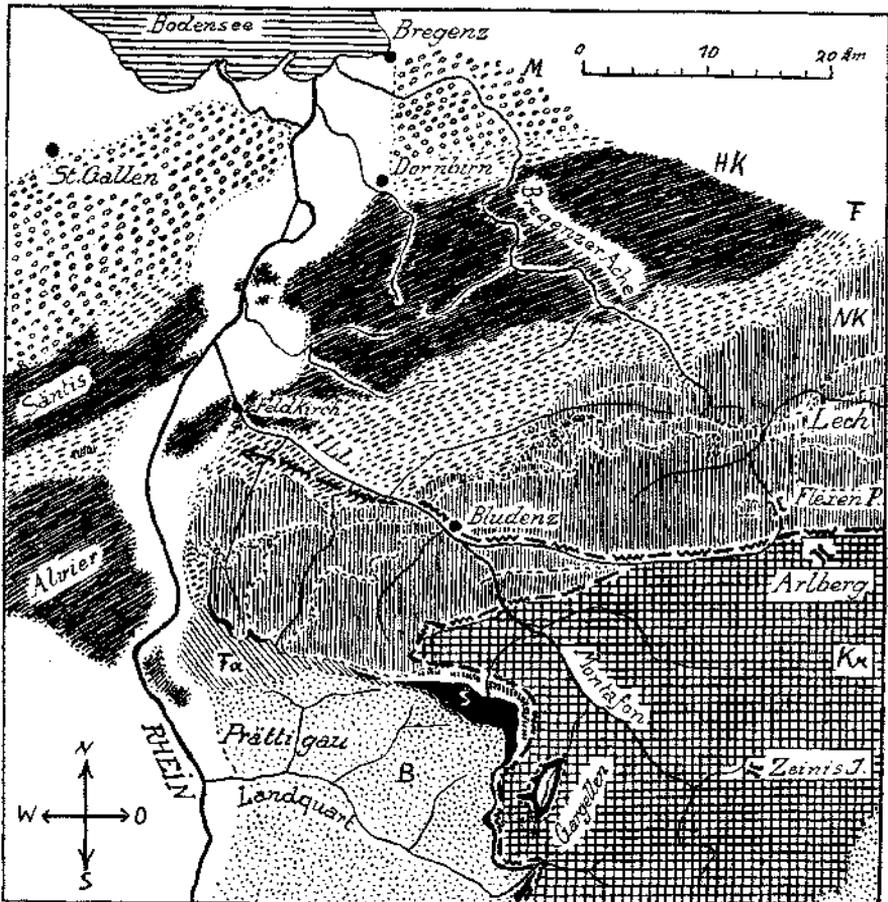


Fig. 25. Kr = Silvrettakristallin. NK = nördliche Kalkalpen. S = Salzfluhdecks. Fa = Falkraidecke. B = Bündner Schiefer. F = Flysch. HK = Schweizer Kreide. M = Molasse. ← = junge O-W-Verschubslinie. Schematische tektonische Karte von Vorarlberg.

Transgression des Verrucano, schwere, langdauernde Meeresbedeckung und Sedimentation bis in die Unterkreide.

Gewaltige, tiefgreifende Bewegungen in der Hauptrichtung von S gegen N.

Schaffung der großen Deckengliederungen.

Tiefgreifende Abtragung und nachfolgende Sedimentierung von Oberkreide.

Neuerliche Bewegungen in der Richtung S—N.

Trautische Bewegungsumkehrung.

Alle diese Vorgänge beziehen sich auf einen Bildungsraum A.

In einem entfernten und unabhängigen Bildungsraum B vollzieht sich die Sedimentation von Schweizer Kreide-Flysch-Molasse.

Ebenso geht hier die Faltung und Überschiebung und Schrägstellung der Schichtgruppe B vor sich.

In relativ junger Zeit kommt es dann zu einem Anschub von A an B und zu einem Überfahren von B durch A.

In der hier vorliegenden Arbeit wurde das Hauptaugenmerk dieser jüngsten tektonischen Phase zugewendet.

Ihre Jugendlichkeit ist die Ursache für die noch ungemein scharf erhaltene Prägung ihrer Umrisse.

Der von O gegen W erfolgte jugendliche Vorstoß der Silvrettamasse hat dem ganzen Rätikon erst sein charakteristisches Gepräge verliehen.

Die relativ alte Deckengliederung in Silvrettadecke, Lechtaldecke, Inntaldecke, Arosazone, Sulzfluhdecke, Falkinsdecke verschwindet an landschaftlicher Bedeutung gegenüber der Wirkung des jungen O-W-Vorstoßes.

Dieser Vorstoß hat das Fenster von Gargellen geschaffen, die gewaltige Anschoppung der Sulzfluhkalke bewirkt, die Scesaplanamulde hochgehoben und den Rätikon auf die niedergebogene Zone von Flysch und Schweizer Kreide hinaufgeführt.

Er hat damit für die Großtektonik von Vorarlberg den entscheidenden letzten Vormarsch vollzogen.

Zusammenfassung und Erweiterung.

In der vorliegenden Arbeit habe ich mich bemüht, folgende Erscheinungen und Überlegungen aus dem Gebiete des östlichen Vorarlbergs dem Leser in einer kurzen und greifbaren Form vorzuführen.

Den Ausgangsort der Arbeit bilden die Störungen an der Grenze von nördlichen Kalkalpen und Kristallin. Hier stellen sich eine Reihe von auffallenden Querstörungen ein, die in der bisherigen Literatur nicht erwähnt worden sind.

In einer früheren Arbeit wurden bereits die Störungen auf der Strecke vom Arlberg ostwärts bis zur Mündung des Ötztales beschrieben.

Hier wird nun die Beschreibung derselben Grenze vom Arlberg westwärts bis zur Westecke der Silvrettamasse im Rellstal (Rätikon) fortgesetzt.

In der hier vorgelegten Beschreibung kommen folgende Beispiele von Querstörungen mit Hilfe von Zeichnungen zur Darstellung.

An der Ostseite des S. C. A.-Kopfes tritt eine Querfaltung mit steilgestellter Achse auf. Am Arlenweg ist oberhalb von St. Anton am Nordrand des Kristallins eine lebhafte kleinwellige Querfaltung ausgebildet.

In wesentlich größeren Dimensionen spielt sich die Querfaltung der Pfannenköpfe bei der Ulmer Hütte an der Nordseite des Arlberg Passes ab.

Hier ist auch an der Südseite dieses Passes eine wichtige Querstruktur vorhanden. Es sind dies nord-südlich verlaufende Spalten, welche mit Zinkblendeerzen ausgeheilt wurden. Es handelt sich offenbar

um Zerrungsklüfte, welche indessen nach der Erzfüllung noch eine starke Querpressung erlitten haben.

Gegenstände weiterer Überlegungen bilden dann die Querschollen an der Straße zwischen Klösterle und Danöfen sowie ein Doppelknie in den Fleckenmergeln der Südschwelle des Spullersees.

Am Ausgang des gewaltigen Radona Tobels tritt ein großes Gewölbe in den Triasschichten auf, das hier durch das steile Einfallen seiner Achse von W gegen O bemerkenswert wird.

Verfolgt man dieses Gewölbe weiter gegen W, so sieht man in dem Tiefschnitt des Höll Tobels bei Dalaas einen Gewölbekern von Buntsandstein, welcher viel zu hoch emporgestoßen wurde.

Steilstellung der Achse und Hochstoß des Kerns geben sich als Umformungen eines ursprünglich ziemlich regelmäßigen Gewölbes von ost-westlichem Streichen zu erkennen.

Die Grenze zwischen nördlichen Kalkalpen und Kristallin überschreitet bei Dalaas das Kloster Tal und zieht über den Kristberg Sattel ins Montafon hinüber.

Auf dieser Strecke erscheint unsere Grenze wieder mehrfach abgknickt und zugleich von einem gut entwickelten Streifen von Grauwackenzone (Karbon?) begleitet.

Die Davenna Gruppe wird von einer Schubfläche halbiert, deren Befahrung nicht auf die Richtung S → N sondern eher N → S hinweist.

Der Steilabfall der Davenna Gruppe ins Kloster Tal zeigt eine Art von Panzerung durch eng benachbarte Schubflächen.

Aus dem Montafontal verläuft unsere Grenze ins untere Rellstal, das schon dem Rätikongebirge angehört.

Hier biegt die Grenze dann beim Rellskirchle scharf gegen S zu um. Diese Umbugstelle gibt sich nun bei genauerem Zusehen als eine ganz großartig ausgebildete Reliefüberschiebung zu erkennen. Verrucano-Buntsandstein liegen unmittelbar auf den gewaltig angeschoppten Gipsmergeln der Raibler Schichten des Südfußes der Zimbaspitze.

Die Reliefüberschiebung greift aber vom Südhang der Zimbaspitze auch noch auf das Gebiet der Lüner Alpe über.

Sie ist hier von Prof. Schardt und P. Arni unrichtig gedeutet worden.

Die Reliefüberschiebung stellt im mittleren Rellstal zugleich die Westfirne der Silvrettamasse vor. Das Kristallin ist samt dem an- und aufgelagerten Verrucano und Buntsandstein unmittelbar auf die angeschoppten Gipsmassen der Raibler Schichten vorgeschoben worden.

Wie man aus der beiliegenden Kartenskizze entnehmen kann, ist die Front der vorrückenden Silvrettamasse dabei infolge der Reibung und des Reliefs des Untergrundes ganz erkennbar verbreitert worden.

Begibt man sich ins Gebiet des oberen Rellstales, so sieht man die Grenze des Kristallins wieder in die W-O-Richtung zurückkehren. Sofort verschwindet wieder die flache Aufschiebung, und wir stehen vor einer steilen Schubbahn.

Diese Steilgrenze verläuft vom Rellstal bis ins Gampadelztal. Hier wendet sich der Stirnrand der Silvrettamasse wieder scharf nach S um und geht dabei sogleich wieder in flache Schublagerung über.

Dieser merkwürdige Wechsel zwischen O \leftrightarrow W streichenden Steilschubflächen und S \leftrightarrow N streichenden Flachschiebflächen kann durch eine starke Verbiegung der Grundschiebfläche oder durch einen besonderen Vorstoß der Westecke der Silvrettamasse geometrisch gedeutet werden. Hier wird der letzteren Erklärung der Vorzug gegeben.

Eine Folgerung dieser Auffassung ist dann ein Weiterstreichen der Steilschiebfläche aus dem Gampadeltal gegen O.

Das Fenster von Gargellen erscheint ganz im Rahmen dieses jungen O \rightarrow W-Vorstoßes der Silvrettamasse. Ich schließe mich hier in der Grunddeutung der Auffassung von A. Rothpletz und H. Mylius an. Im Detail hat M. M. Blumenthal sicherlich eine weit zutreffendere und feinere Gliederung aller hier auftretenden tektonischen Zonen geliefert.

Das Westende der Silvrettamasse ist im Rätikon weiter durch eine außerordentlich scharfe Zuspitzung gegen W hin ausgezeichnet.

Diese Zuspitzung kommt zwischen einer Senkung der alten Oberfläche der Silvrettamasse und einem Aufsteigen der basalen Schiebfläche zustande.

Infolge der Stirnsenkung des Silvrettakristallins treten an seinem Westende auf seinem Dache eine ganze Reihe von Einfaltungen oder Einschüppungen jüngerer Gesteine auf. Diese eng benachbarten Auflagerungen des Kristallins zeigen so große Unterschiede in ihrem Bau und Schichtbesitz, daß es sich wohl nur um Einfaltungen von bereits tektonisch verschobenen Schollen handeln kann.

Diese Einfaltungen zeigen uns auch, daß Verrucano und Buntsandstein über die steilgefalteten und tief abgetragenen Schichten des Altkristallins transgredierte. Wir haben daher als Ausgangsstellung für die großen Gebirgsbewegungen der Kreidezeit unten steilgefaltetes Kristallin, dann eine tiefgreifende Verebnungsfläche und auf dieser die riesige Masse der Horizontalsedimente von Trias-Jura-Kreide.

Diese Großanordnung blieb für die ganze folgende Tektonik maßgebend. Den ungeheuren Unterschied in Material und Lagerung, in Bearbeitung und Gleitfähigkeit vermochte keine hier auftretende tektonische Gewalten zu verwischen.

An dem Querprofil Arlberg—Widderstein wird die Auflösung der nördlichen Kalkalpen in sechs Bewegungseinheiten vorgeführt. Die Lechtaldecke hängt dabei mit dem Kristallin zusammen. Daher können nur die Tauchdecke, die Inntaldecke und die Krabachjochdecke als Ableitungen von der Silvrettamasse gedeutet werden.

In dem Arlbergprofil tritt weiter die Gliederung in drei grundverschiedene Bauelemente klar hervor.

Diese Bauelemente bestehen von N gegen S aus Flysch, nördliche Kalkalpen, Altkristallin. Weitreichende Unabhängigkeit nach Bildungsraum, Bildungszeit und Baumaterial zeichnet diese Gruppen aus, die erst durch tektonische Bewegungen zu der heutigen Nachbarschaft zusammengeführt wurden.

Im Flysch haben wir die wenigst bearbeiteten, größtenteils überhaupt unversehrten Gesteinsmassen unseres Querschnittes vor uns. In keiner

anderen Gesteinsgruppe treten uns so zahlreiche, prächtig verzierte und klar erhaltene Schichtoberflächen entgegen.

Der Flysch zeigt eine Unversehrtheit seiner Gesteinslagen, welche beweist, daß er nur Verschiebungen in großen Massen erlitten haben kann. Dabei ist natürlich der sogenannte „Wildflysch“ ausgeschlossen. Seine Grenze gegen die nördlichen Kalkalpen ist eine ziemlich tief eingegrabene Erosionsfläche. Im Gegensatz zum Flysch zeigen die nördlichen Kalkalpen in ihren Gesteinen schon viel häufiger mechanische Umarbeitungen.

Immerhin tritt auch in ihrem Bereich die mechanische Umformung der Gesteine vor allem längs der Bewegungsbahnen auf.

Im Gebiete der nördlichen Kalkalpen finden wir in unserem Querschnitt eine restlose Auflösung in Schub- und Gleitmassen. Zwischen den tieferen Schubmassen und den höheren Gleitmassen sind Reste von Tauchdecken in die Kreideschiefer eingeschaltet. Dieselben sind heute nur mehr als einzelne getrennte Erosionsreste zu finden. Wahrscheinlich war aber hier eine zusammenhängende Zone von Tauchdecken vorhanden.

Im Querschnitt „Widderstein—Arlberg“ ist der Tauchdeckenrest der Rockspitze durch eine von der Lechtaldecke abweichende Entwicklung der Juraschichten ausgezeichnet. Außerdem sind diese Juraschichten der Tauchdecken viel stärker ausgewalzt und verknittert.

Das Kristallin der Ferwallgruppe und weiter der Silvrettagruppe zeigt mechanische Umformungen von Korn zu Korn. Es liegt völlige Durcharbeitung, wahrscheinlich sogar nach mehreren Systemen vor.

Hier besteht eine der Aufgaben der Neuaufnahme durch Otto Reithofer auch darin, den Anteil der älteren Umformungen von jenem der Gebirgsbildungen der Kreide- und Tertiärzeit zu scheiden.

Dabei ist ja klar, daß die Gleitmechanik das Gefüge des kristallinen Untergrunds relativ sehr wenig in Mitleidenschaft zu ziehen braucht. Viel stärker ist die Beanspruchung aber bei der Ausbildung und bei der Vorwärtsbewegung von Schubmassen.

Die Zerlegung in Schub- und Gleitmassen beherrscht auch noch den westlichen Rätikon.

Wir finden hier auf der hochgehobenen Juramulde der Scesaplana noch einen kleinen Rest der Inntaldecke am Gipfel des Wildbergs.

So erkennen wir, daß die Lechtaldecke in voller Mächtigkeit und Ausstattung am Abbruch des Prätigaus endet. Es findet hier weder ein sedimentäres noch ein tektonisches Auskeilen statt.

Die Lechtaldecke bricht an einem Erosionsrande in voller Entwicklung und mit klarer, stolzer SW-Weisung ab.

Am Schluß der Beschreibung wird auch auf jene eigenartige Breccie aufmerksam gemacht, welche am ganzen Südrande der Lechtaldecke verbreitet ist und nach dem Auftreten an der Eisenspitze bei Flirsch als „Eisenspitzebreccie“ bezeichnet wurde.

Die Breccie zeichnet sich allerorten durch eine scharfe, tiefgreifende Transgression aus und dürfte wohl am ehesten zu den Gosauablagerungen gehören. Im Rätikon konnte die Eisenspitzebreccie bisher noch nicht entdeckt werden.

Am Schluß der Arbeit führt eine kleine schematische Karte die Hauptzüge der Großtektonik von Vorarlberg vor.

Die Hauptsachen dieses Kartenbildes sind schon mehr oder weniger lang bekannt. Neu ist der hier erkannte Vorstoß der Silvrettamasse als Reliefüberschiebung. Dieser Vorstoß geht aus einer Verschubbahn hervor, die etwa in ostwestlicher Richtung zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Altkristallin verläuft.

Diese Verschiebung war aber immerhin genügend kräftig, um das Kristallin auf die nördlichen Kalkalpen und diese wieder auf Flysch und Schweizer Kreide hinaufzutreiben.

Die Wirkung dieses Vorstoßes tritt auf dem Kartenbild sehr klar hervor.

Die zeitlichen Verhältnisse der Hauptbewegungen sind auch ganz interessant.

Im Altkristallin stecken wohl mehrere Phasen von Gebirgsbildungen aus der Zeit vor der Sedimentierung des Baumaterials der nördlichen Kalkalpen. Sie lassen sich aber nur schwer genauer herauschälen. In der großen Sedimentserie der nördlichen Kalkalpen sind auch mehrfach Spuren von Trockenlegungen, Erosionen, kleinen Gleitungen . . . abgebildet.

Bewegungen, welche jedoch den Namen von Gebirgsbildungen wirklich verdienen, sind hier zwischen Verrucano-Buntsandstein und Zenoman-Gosau nicht eingetreten.

Die Kreidezeit brachte für das Altkristallin und seine Sedimentdecke gewaltige Bewegungen und mächtige Erosionsangriffe. Die Gliederung der Decken der nördlichen Kalkalpen wurde zu einem Großteil bereits damals vollzogen.

Durch das Eingreifen der Erosion gingen die nachfolgenden Bewegungen vielfach schon als Reliefüberschiebungen oder Reliefübergleitungen vor sich.

Jedenfalls war auch die Verteilung von Hoch und Tief zu jener Zeit weit anders als heute.

So kamen z. B. für die Gleitungen Gefälle zur Wirkung, die heute nur abgeschwächt oder sogar verkehrt sich zeigen.

Viel jünger als diese Deckengliederung muß der Aufschub der nördlichen Kalkalpen auf den Tertiärflysch gewesen sein, der damals ja schon für sich gefaltet und erodiert vorlag.

Über die Verschleppung von Fetzen der Arosazone durch den Vormarsch von Kristallin und nördlichen Kalkalpen haben sich in dem hier beschriebenen Gebiete keine Anhalte ergeben.

Abweichend in der Richtung, stellen sich am Südrande der Lechtaldecke Anzeichen von Trauthschen Südschüben ein.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1932

Band/Volume: [82](#)

Autor(en)/Author(s): Ampferer Otto, Reithofer Otto

Artikel/Article: [Zur Großtektonik von Vorarlberg / mit Beiträgen von Otto Reithofer 31-64](#)