

# Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikon Gebirges.

Mit 20 Zeichnungen.

Von Otto Ampferer.

Die vorgeschrittene geologische Landesaufnahme des Rätikon Gebirges gestattet von Jahr zu Jahr eine hellere Einsicht in den Bau dieses wunderbar schönen Gebirges.

Ich konnte im Jahre 1933 über eine Reihe von geologischen Fortschritten berichten und diese Arbeit hat die Aufgabe, neuerliche Verfeinerungen und Ergänzungen vorzulegen. Ich beginne meine Berichterstattung mit der Zimba Sp., deren kühne Gestalt Bergsteiger und Geologen von Nah und Fern in ihren Bannkreis lockt.

Die Zimba Sp. ist geologisch dadurch ausgezeichnet, daß sie eine geschlossene Schichtfolge von der Grauwackenzone bis zur Kreide besitzt.

Diese Schichtfolge ist an ihrer Südseite im Rellstal recht gut abgeschlossen.

Außerdem kommt hier eine Reliefüberschiebung von selten klarer Formung zur Entwicklung. Der Aufbau der Zimba Sp. vollzieht sich aus dem Rellstal zunächst mit einer Steilstufe, in welche die wilde Schlucht des Sacktobels eingeschnitten ist.

Steigt man durchs Sacktobel aufwärts, so trifft man an seinem Eingang auf eine fest verkittete Gehängebreccie, welche neben anderen Triasgesteinen auch große Brocken von rotem Buntsandstein umschließt.

Dies ist insofern bemerkenswert, als wir dann oberhalb des Sacktobels auf einer breiten Gehängeverflachung größere Reste von Gehängebreccien entdecken, welche aber keine Beiträge von Buntsandstein enthalten. Diese Teilung der Breccie in eine untere, rötlich gefärbte und eine höhere, gelblich-graue erinnert auffallend an das bekannte Doppelgesicht der Höttingerbreccie, mit der diese Breccie der Zimba wohl auch altersgleich sein dürfte.

Im Sacktobel — Fig. 1 — nimmt dann die Ungleichheit der beiden Seitenwände unsere Aufmerksamkeit gefangen.

An der Ostseite finden wir steilgestellt Muschelkalk, Partnach Sch., Airlberg Sch. und Raibler Sch., an der Westseite von unten bis nahe an 1800m eine große Masse von Verrucano und Buntsandstein in vorherrschend roter Färbung.

Die Schichtung ist ganz verworren. In der Schlucht liegen auch Brocken und Blöcke von Karbon Arbosen herum.

Wahrscheinlich sind dieselben tektonisch mitgeschleppt worden.

An der Stirne dieser großen Masse von Buntsandstein stellt sich ein weißlicher, grauer Quarzsandstein mit Malachitkrusten sowie ein

schmaler Streif von gelber krustiger Rauhwanke ein. Genau dieselbe Gesteinsgesellschaft und Vererzung habe ich seinerzeit in der Davenna Gruppe an der Alplegi Scharte und weiter östlich z. B. südlich von Pettneu am Nordfuß des Riffler angetroffen. Es kommt dieser Zone also eine größere, streichende Verbreitung trotz ihrer geringfügigen Mächtigkeit zu.

Die so vererzte Stirne der Reliefüberschiebung stößt unmittelbar an die hier sehr mächtige Zone der Gipse der Raibler Sch. Diese Gipszone zeigt hin und hin eine sehr scharfe Streckung ihrer dünnblättrigen Schichten und eine offenbar nachfolgende lebhafte Kleinfältelung.

In dem obersten Teil des Sacktobels kann man auch prächtige Alabasterkristalle beobachten, welche kreuz und quer in den Gipsmassen angeordnet sind. Ihre Bildung ist jünger als die Streckung und Faltung der feingebänderten Gipslagen. Auf den Gipslagen des Sacktobels liegt dann eine ziemlich mächtige Schuttdecke.

Diese Schuttdecke läßt drei verschiedenaltige Teile unterscheiden. Der älteste Anteil ist die schon erwähnte fest verkalkte Gehängebreccie. Ein jüngerer Teil besteht dann aus Blockmoränen der Schlußvereisung und der jüngste aus mächtigen Halden von Hangschutt, welcher noch in lebhafter Weiterbildung steht.

Die Gehängebreccie ist nur noch in einzelnen weitgetrennten Felschollen erhalten. Bringt man aber diese Schollen ihrer Schichtung folgend in Zusammenhang, so verkünden dieselben eine ganz gewaltige Einhüllung des Sockels der Zimba Sp. in ihren eigenen Hangschutt. Aus den Auflagerungsstellen erkennt man weiter, daß das Gehänge schon damals dieselbe Steilstufung besaß, ja, daß der felsige Steilfuß im Rellstal tiefer hinab offen lag als heute.

Die Stirne der Reliefüberschiebung liegt im Sacktobel nahe bei 1800 m.

Wenn wir uns vom Sacktobel gegen W wenden so erreichen wir bald die kleine Heinrich Hueter Hütte. Sie selbst liegt auf mächtigen Moränenwällen der Schlußvereisung. Unmittelbar daneben tut sich in den Gipsen der Raibler Sch. ein gewaltiger Trichter auf. Von der H. Hueter Hütte leitet dann ein guter Steig in die breite Öffnung des Säulenjoches — 2043 m — empor. Das Säulenjoch ist ganz in Hauptdolomit eingeschnitten und wird im N vom Säulenkopf — 2516 m — im S vom Schafgafall — 2596 m — überragt.

Bei einiger Aufmerksamkeit macht man nun in dieser breitausgerundeten und genau ostwestlich streichenden Felsfurche des Säulenjoches die merkwürdige Beobachtung, daß hier ziemlich viele eckige Brocken von rotem Buntsandstein herumliegen. Für seine Herkunft sind nur zwei Möglichkeiten denkbar.

Die Stücke des Buntsandsteines können entweder vom Eise oder von der Tektonik in diese seltsame Lage gebracht worden sein.

Die breite Furche des Säulenjoches stellt einen noch zirka 1 km langen Rest eines ostwestlichen Tales dar, das hier zirka 500 m tief unter die begleitenden Felsgipfel eingeschnitten ist. Seine Sohle ist dabei zirka 300 m breit. Von den Seitenhängen steigen ins Westende der Furche kleine Moränenwälle der Schlußvereisung herab.

Sowohl das Ost- als auch das Westende der Furche sind durch Steilabstürze scharf begrenzt.

Besonders schroff ist der westliche Absturz in das um zirka 500 m tiefere Tal des Alvierbaches der vom Lünnersee herabkommt.

Wir haben in dem so zwischen Steilabbrüchen erhaltenen Talstück des Säulenjoches einen Bruchteil einer alten Tallandschaft erhalten, der wahrscheinlich auch die Felsterrassen um den Lünnersee zugehören. Wenn man nun die geologische Karte des Rätikon Gebirges zu Rate zieht, so kommt man zu der Einsicht, daß eine Zulieferung der Brocken von Buntsandstein in die Furche des Säulenjochs nur schwer mit der Bewegungsrichtung der Eismassen zu vereinigen ist.

Das Säulenjoch liegt zwischen dem Eisstrom der Scesaplana im W und dem Eisstrom der Drusenfluh im O.

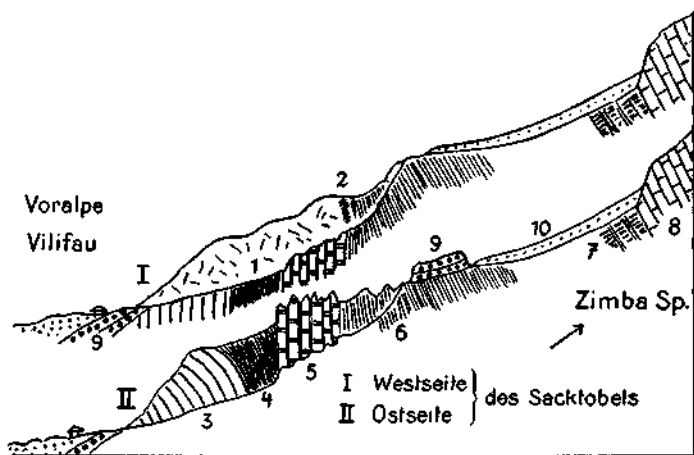


Fig. 1.

1 = Verrucano und Buntsandstein, vorherrschend rot. 2 = grauer, weißlicher Buntsandstein mit Malachitkrusten und gelber Rauhwacke. 3 = Muschelkalk. 4 = Partnach Sch. 5 = Arlberg Sch. 6 = Gips der Raibler Sch. 7 = Sandsteine, Mergel-Rauhwacken der Raibler Sch. 8 = Hauptdolomit. 9 = fest ver kittete Gehäungebreccie. 10 = Schutthalde.

Der Scesaplanagletscher kann überhaupt kein solches Material auf seinem Wege zuführen. Im Bereiche des Rellstalgletschers stehen rote Buntsandsteine einerseits an der Nordseite des Golmerjoches, andererseits an der Nordseite des Freskalot bis über 2100 m hoch an.

Diese Höhe würde für eine Eiszulieferung wohl genügen, aber beide Vorkommen liegen nicht im Stromstrich. Im Stromstrich würden nur die kleinen, neuentdeckten Vorkommen an der Südseite des Schafgafalls liegen, welche bis zu 2300 m Höhe ansteigen.

Von hier aus können die Stücke tatsächlich durch Eis in die Ostöffnung des Säulenjoches hinein verschleppt werden.

Wenn wir nun die Verhältnisse an der Südseite des Schafgafalls einer genaueren Prüfung unterziehen, so können wir feststellen daß hier zwischen Lünnerkrinne und Schafgafall Verrucano und Buntsandstein zirka um 200 m höher ansteigen, als auf der Karte von P. Arni vom Jahre 1926 verzeichnet ist.

Das Ansteigen dieser Gesteine vollzieht sich dabei vor allem über die Gipse der Raibler Sch. und in Begleitung einer schmalen Zone von grellgelben Rauhacken.

Diese Rauhacken gehören nicht zu den Gipsen, sondern zu der Begleitung des Buntsandsteins. Fig. 2 legt Schnitte durch diese Aufschlüsse vor.

Die Masse von Verrucano und Buntsandstein, welche unter den Moränenwällen den weiten Boden der Lüner Alpe einnimmt, steigt an der Südseite des Schafgafalls bis in die Scharte zwischen dem Felskopf 2241 m und dem Südgipfel des Schafgafalls 2413 m empor. Mehrere tiefe Trichter lassen dabei erkennen, daß unter dem Buntsandstein auch gelbe Rauhacken und dann erst die große Gipsmasse liegt.

Von der Scharte nördlich des Felskopfes 2241 m steigt der Kamm erst sanft, dann steil zum Schafgafall empor.

Überall findet man noch Stücke von Rauhacken und Buntsandstein und endlich in einer Höhe von mehr als 2300 m eine Anhäufung von diesen Gesteinen.

Wir haben hier einen unmittelbaren Beweis, daß die große Reliefüberschiebung wohl ungefähr die Höhe des Schafgafalls erreicht haben dürfte.

Dieser Befund rückt aber auch das Auftreten von Buntsandstein in der Furche des Säulenjoches in ein anderes Licht.

Wenn auf der Südseite der Schafgafall bis über 2300 m hinauf noch Reste des aufgeschobenen Buntsandsteins trägt, so können die Stücke dieses Gesteins auch auf seiner Nordseite leicht zu derselben Schubmasse gehören.

Die Reliefüberschiebung reicht aber nicht nur so hoch am Schafgafall empor, sie hat auch die breite Einsenkung der Lünerkrinne noch überschritten.

Den Beweis dafür findet man an der Südseite des schon erwähnten Felskopfes 2241 m. Hier zieht sich nämlich am Rande der Gipsmassen der Lünerkrinne ein Streifen von gelber Rauhacke und von rotem Buntsandstein bis zur Stufe 2079 m ober dem Lünersee herab.

Jedenfalls hat also die Reliefüberschiebung von O her auch die Einsenkung der Lünerkrinne überschritten.

Der Felskopf 2241 m an der Ostseite des Lünersees ist auch noch in anderer Hinsicht geologisch beachtenswert.

Er erhebt sich zunächst mit einer Steilwand aus dem See und bildet darüber eine schöne weitvorspringende Schulter.

Diese Schulter besteht aus lotrecht aufgestelltem Hauptdolomit, der sich aber bei genauerem Zusehen in eine Breccienbildung auflöst. Noch deutlicher tritt dies dann an den darüber aufragenden Steilwänden des Felskopfes 2241 m hervor.

Der gut gebankte Hauptdolomit besteht hier aus klaren Breccien, wobei kleinere und größere Brocken von feinsänderigem Hauptdolomit in sperriger Lagerung mit Dolomitzement dicht und fest verbunden sind.

Diese wohlgeschichtete Dolomitbreccie bricht und verwittert in mächtigen Blöcken, wodurch sie sich gleich vom gewöhnlichen Hauptdolomit unterscheidet.

Da diese Schichten hier senkrecht stehen und ostwestlich streichen, läßt sich ihre Mächtigkeit gut bestimmen.

Dieselbe beträgt hier an der Ostseite des Lünnersees zirka 200 m.

Die Breccie ist nach ihrer regelmäßig durchgreifenden Schichtung wohl sedimentärer Entstehung.

P. Arni hat auf die große Verbreitung von sedimentären und tektonischen Breccien im Hauptdolomit des Rätikons in seiner Arbeit vom Jahre 1926 bereits hingewiesen.

Die hier beschriebene Breccie würde ihrer räumlichen Stellung nach an die Basis des Hauptdolomits gehören.

Wir haben bisher den Rand der Reliefüberschiebung an der Südseite der Zimba bis in die Gegend des Lünnersees verfolgt.

Weiter westwärts habe ich bisher keine Spuren derselben wahrgenommen.

Wie wir schon wissen, ist ein anderer Teil dieser Reliefüberschiebung aber auch an der Südseite des Muschelkalkkammes von Freskalot—

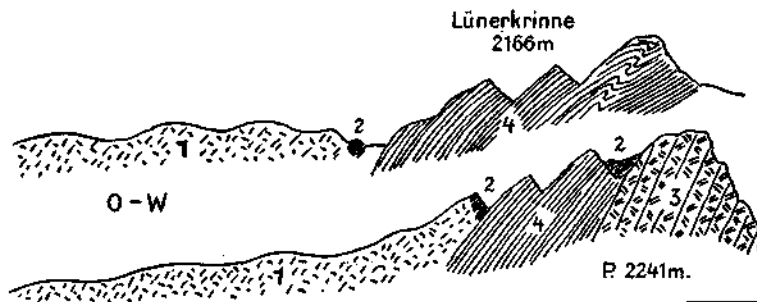


Fig. 2.

1 = Verrucano und Buntsandstein. 2 = gelbe Rauhwaacke. 3 = Hauptdolomithbreccie. 4 = feingebänderter, dünnschichtiger Gips der Raibler Sch.

Salonienkopf aus dem oberen Rellstal bis über das Verajoch vorge-  
drungen. Seine Vorposten aus Verrucano-Buntsandstein-Rauhwaacke  
haben den Scheidekamm des Verajoches überschritten und sind eben-  
falls ins Gebiet des Lünnersees eingedrungen. An diesem Teil der Relief-  
überschiebung haben aber auch noch ältere Gesteine Anteil genommen.  
Es sind dies Ablagerungen der Grauwackenzone und des Silvretta  
Kristallins.

Die erste zutreffende Kartierung dieser verschiedenen tektonisch  
eingeschleppten Schollen des obersten Rellstales verdanken wir W. O.  
Leutenegger.

Ich konnte die meisten seiner Angaben bestätigen. Das schönste  
Schollenprofil findet sich hier bei der Oberstaffel der Salonien Alpe und  
ist in Fig. 3 vereinfacht wiedergegeben.

Die Unterlage der Aufschiebung sind hier stark gewalzte und horn-  
steinreiche Aptychenkalke, offenbar dieselben Gesteine, welche an der  
Südseite von Kessikopf—Geis Sp. bis ins Gauertal hinüberstreichen.

Auf den Aptychenkalcken lagern vielfarbiger Buntsandstein, Gneis und Karbon Arbosen. Bei der Oberstaffel tritt noch Rauhwacke zu diesen Gesteinen.

Gegen ihre weitere Umgebung werden diese Schollen leider durch ausgedehnte Moränenwälle abgeschlossen.

Was diese Schollen gegenüber von den älteren Einschüppungen auszeichnet ist ihre flache, seichte Auflagerung.

Wenn wir die Reliefüberschiebung im Umkreis des Rellstales noch einmal betrachten, so kommen wir zu dem Ergebnis, daß dieselbe erst in relativ junger Zeit erfolgt sein kann.

Dies geht daraus hervor, daß sich die Gesteinsmassen dieser Überschiebung überall in Hohlformen des Gebirges hineinlegen, die nicht stark von den heutigen abweichen.

Wir finden dieses Verhältnis im Sacktobel, am Säulenjoch(?), an der Südseite des Schafgafalls, an der Lünérkrinne, am Alp Verajoch und bei der Oberstaffel der Salonien Alpe bestätigt und halten dasselbe als ein wichtiges Hilfsmittel für die tektonische Weiterforschung fest.

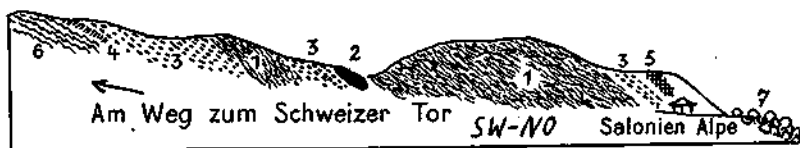


Fig. 3.

1 = Gneis. 2 = Karbon Arkose. 3 = rote, gelbe, violette Schiefer und Buntsandstein. 4 = grüner Buntsandstein. 5 = gelbe Rauhwacke. 6 = gewälzte hornsteinreiche Aptychenkalke. 7 = Blockmoräne aus Hornstein Muschelkalk.

Diese Einpassung der Schubmassen in noch heute bestehende Hohlformen des Gebirges ist nur verständlich bei einem jugendlichen Alter der Schubbewegung.

Dadurch unterscheiden sich auch im Gebiete des Rätikons diese von O gegen W gerichteten Schubbewegungen von allen anderen älteren Bewegungsvorgängen.

Die Reliefüberschiebung des oberen Rellstales liegt, wie ich schon mehrfach erwähnt habe, an der Ostseite jener mächtigen Abknickung des Streichens, welche das ganze Rätikongebirge quer durchbricht.

Am deutlichsten kommt diese Knickung in dem Verlauf des mächtigen Hauptdolomitzuges von Vandanser Steinwand—Zimba—Mittags Sp.—Säulenkopf—Schafgafall—Zirmenkopf—Todte Alpe zum Ausdruck.

Es ist aber auch die nördlich und nordwestlich daran lagernde tiefe Kreidemulde noch ganz in diese Knickung einverleibt.

Die Berggestalten, welche die Erosion aus dieser Kreidemulde herausgeschnitten hat, sind alle durch eine komplizierte und stark einseitige Bauweise ausgezeichnet.

Diese Bauweise ist, wie ich glaube, nicht durch eine einheitliche von S gegen N oder von SO gegen NW gerichtete Bewegung zu erklären.

Man kommt viel leichter zu einem Verständnis dieser Bergformen, wenn man annimmt, daß hier Gebilde mit ungefähr ostwestlich gerichteten Faltungsachsen später noch einmal von schräg dazu verlaufenden Bewegungen ergriffen wurden.

Ich möchte einige der hierher gehörigen Bergformen auf diese Fragestellung hin genauer untersuchen. Dazu eignen sich der Valbonakopf im Sarotlatal und der Mottenkopf südwestlich von Brand ganz besonders.

Ich habe im Jahrbuch 1933 bereits eine Profilsansicht des Valbonakopfes von der Westseite her veröffentlicht. Auf dieser Ansicht kommt vor allem eine mächtige Anstauung und Verfaltung von Kössener Schichten mit den oberrätischen Kalken zu lebhaftem Ausdruck.

Der kühn geformte Kamm von Valbonakopf—Zwölferjoch verläuft von S gegen N. Begibt man sich nun auf die Ostseite dieses Kammes,

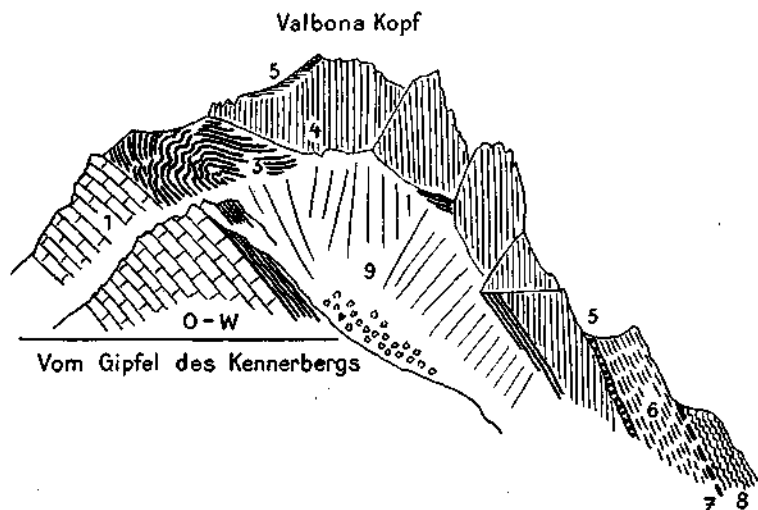


Fig. 4.

1 = Hauptdolomit. 2 = Untere Rätialke, Kössener Sch. 3 = mittlere Mergelzone, Kössener Sch. 4 = obere Rätialke, Kössener Sch. 5 = bunte Liaskalke. 6 = Fleckenmergel und Kalke. 7 = bunte Hornsteinkalke. 8 = Aptychenkalke. 9 = Schutthalde und Blockwerk.

so nimmt man mit Erstaunen wahr, daß die gewaltigen Massen und Falten von Kössener Sch. der Westseite hier auf ein sehr bescheidenes Maß eingeschrumpft sind. Diese Einschrumpfung hat sich dabei schon auf eine Strecke von etwa  $\frac{1}{4}$  km eingestellt. Es verlohnt sich nun, genauer zuzusehen, wie sich diese scharfe Verarmung der Schichtenausstattung auf dieser kurzen Wegstrecke vollzogen hat.

Zunächst ist festzuhalten daß diese enorme Ungleichseitigkeit nicht auf stratigraphische Verhältnisse zurückgeht.

Sie ist zumindest zur Hauptsache eine tektonische Angelegenheit.

Davon kann man sich durch eine Besteigung des Valbonakopfes von der Nonnen Alpe über den Grat des Kennerbergs unmittelbar überzeugen.

Die Nonnen Alpe liegt auf Moränen der Schlußvereisung, die sich über einer mächtig angeschoppten Zone von Kreideschiefern ausbreiten.

Darüber strebt der scharfe Kamm des Kennerbergs empor, der zur Hauptsache aus Platten von Hauptdolomit besteht, die nordsüdlich streichen und steil gegen W zu einfallen.

Schon in dieser Querstellung des Hauptdolomits gibt sich die abweichende Bergstruktur zu erkennen.

Vom Gipfel des Kennerbergs hat man einen großartigen Blick auf die stolze Gestalt des Valbonkopfes, von dem Fig. 4 eine vereinfachte Abbildung liefert.

Aus dieser Abbildung erkennt man klar, daß die Kössener Sch. zu einer Faltenstirne verbogen sind, welche hier von W gegen O auf den Hauptdolomit des Kennerbergs vorgeschoben erscheint.

Das ist ein unerwarteter Befund, der sich aber weiter bestätigt, wenn man zum Gipfelgrat des Valbonkopfes emporsteigt. Hier eröffnet sich der Blick auf den Zwölferkopf, welchen Fig. 5 festhält.

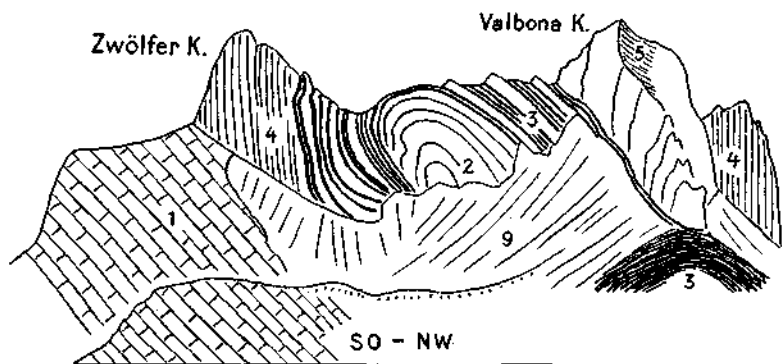


Fig. 5.

1 = Hauptdolomit. 2 = untere Rätkalke. 3 = mittlere Mergelzone. 4 = obere Rätkalke. 5 = bunte Liaskalke. 9 = Schuttbalden und Blockwerk.

Wieder erkennen wir eine Faltenstirne der Kössener Sch., die aber nun wesentlich größere Dimensionen angenommen hat.

Außer den Mergeln und dunklen Kalken der Kössener Sch. nehmen an der Stirnbildung auch noch mächtige rätische Kalke Anteil. Auch diese Stirnbildung ist mit glatter Schubbahn auf den Hauptdolomit aufgeschoben. Die Richtung der Aufschiebung ist hier von NW gegen SO.

Wir erkennen aus diesen Profilen eine mächtige gegen O bis SO gerichtete Stirnbildung und Aufschiebung als Ursache für die große Ungleichseitigkeit von Ost- und Westflanke von Valbonakopf—Zwölferkopf.

Die Kössener Sch. werden infolge dieser Aufschiebung teils ganz, teils in großem Ausmaß an der Ostseite unterdrückt. Es liegt auf der Hand, daß eine so schroffe Querstruktur nicht mit einer Deckenbewegung von S gegen N vereinbar ist. Ebenso ist sicher, daß die Querstruktur den jüngeren tektonischen Vorgang bedeutet. Merkwürdig bleibt aber auch bei einer nachfolgenden Querstruktur die Lage dieser sekundären Stirnbildung, welche am leichtesten durch einen Schub von W gegen O zu erklären geht.



Einen recht verschiedenartigen Aufbau zeigt auch die Ost- und Westseite des Mottenkopfes.

Der Mottenkopf bildet den Eckpfeiler zwischen dem Brandner- und Zalmthal.

Der steilaufstrebende Pfeiler trägt zwei ganz ungleiche Gipfel.

Von diesen besteht der nördlichere — Fig. 6 — aus einer Kappe von flachliegenden Lechtaler Kreideschiefern, der südlichere aus einer eng zusammengeklappten Mulde von Juraschichten, deren Kern von hornsteinreichen, stark gewalzten Aptychenkalken gebildet wird.

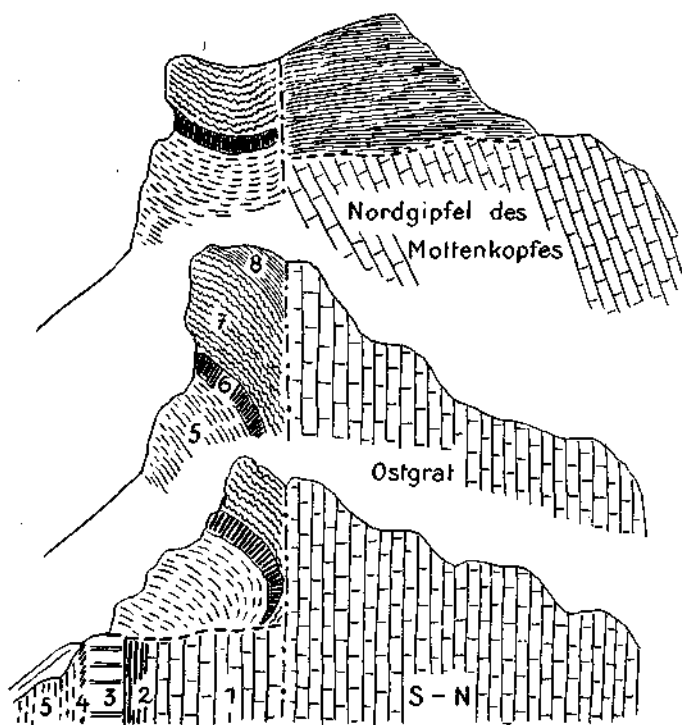


Fig. 6.

1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Sch. 3 = Rätkalk. 4 = bunte Liaskalk. 5 = Fleckenmergel und Kalk. 6 = Hornsteinkalk. 7 = Aptychenkalk. 8 = Lechtaler Kreideschiefer.

Man kann lange suchen, bis man zwei so eng benachbarte und geologisch so ungleiche Gipfel eines Berges findet.

Die Kreideschiefer des Mottenkopfes sind unmittelbar auf steilgestellte Platten von Hauptdolomit vorgeschoben.

Man steht hier vor einer sehr merkwürdigen und seltenen tektonischen Form.

Die Auflösung dieser Form ergibt sich aus den Aufschlüssen an der Ostseite des Berges. Hier treffen wir auf die in der Zeichnung Fig. 6 zusammengestellten Verhältnisse.

Es greift eine vertikale ostwestlich streichende Störung ein, welche zwischen den beiden Gipfeln des Mottenkopfes die Grathöhe überschreitet. Durch diese Störung wurde der nördliche Flügel gegenüber dem südlichen gehoben.

Denkt man sich diese Vertikalverstellung wieder rückgängig gemacht, so hat man eine saiger stehende mächtige Schichtfolge von Hauptdolomit vor sich, welche sich an ihrer Südseite mit Kössener Sch., Oberrätkalken, Liaskalken und Fleckenmergeln vervollständigt.

Oben wird diese saigere Schichtfolge fast rechtwinklig von einer Schubbahn abgeschnitten.

Entlang dieser Schubbahn ist nun eine Faltenstirne von jüngeren Schichten von S gegen N vorgeschoben worden. Die Stirnumhüllung dieser Falte bestand aus ziemlich mächtigen Lechtaler Kreideschiefern. Diese Rollstirne ist nun später in der Weise zerschnitten und verstellt worden, wie das Schema Fig. 7 veranschaulicht. Die Faltenstirne

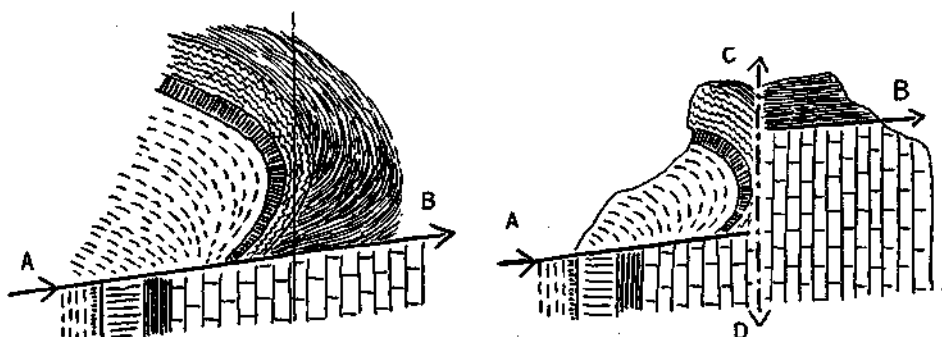


Fig. 7.

A—B = Bewegungsfläche der Reliefüberschiebung. C—D = jüngere Vertikalstörung, welche die Rollstirne der Reliefüberschiebung zerschneidet und verwirft.

selbst gehört an die Front der großen Wildberg Mulde. Sie zeigt uns an, daß die jungen Schichten dieser Mulde offenbar gegenüber von ihrem Sockel eine kräftige Verschiebung erlitten haben.

Die Verschiebung braucht keine größeren Ausmaße angenommen zu haben.

Merkwürdig ist jedoch der Umstand, daß die mächtigen festen Schichten des saiger stehenden Hauptdolomits von der Schubbahn fast rechtwinklig abgeschnitten sind.

Es ist schwer vorstellbar, daß dies durch den Vorschub der weichen Kreideschiefer geschehen sein soll.

Auch hier ist vielleicht die Vorstellung einer Reliefüberschiebung der Natur näher und der Mechanik verständlicher.

Leider ist die Aufschließung dieser Reliefüberschiebung nur auf den Gipfelkörper des Mottenkopfes beschränkt.

Wir haben also hier an dem Kamme Mottenkopf—Wildberg—Scesaplana an zwei Stellen Reliefüberschiebungen entdeckt. Es ist dies einerseits die Aufschübung einer Scholle von Hauptdolomit am Gipfel des

Wildbergs und anderseits die Aufschiebung der Faltenstirne am Gipfel des Mottenkopfs.

Diese beiden Reliefüberschiebungen können aber nicht miteinander verbunden werden.

Es sind zwei voneinander ganz unabhängige Überschiebungen, wie die schematische Zeichnung Fig. 8 ohne weiteres zu erkennen gibt. Beide Überschiebungen scheinen in der Richtung von S gegen N erfolgt zu sein.

Die Überschiebung am Gipfel des Mottenkopfs ist dabei wohl die ältere.

An der Westseite zeigt der Kamm, welcher von Mottenkopf zum Wildberg zieht, eine außerordentlich lebhafte Faltung und Schiebung. Es ist nicht leicht, diese intensiven Verschlingungen zu entziffern.

Ich lege hier eine Zeichnung vor — Fig. 9 —, welche von der oberen Brüggele Alpe aus angefertigt wurde.

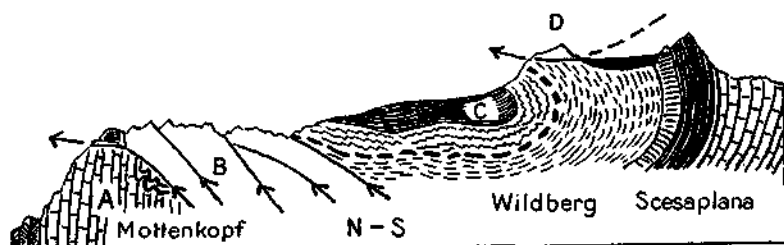


Fig. 8.

A = Widerlager der steilstehenden Schichten des Mottenkopfs. B = Ansturm der Schubdecken zur Überwindung dieses Hindernisses. C = große überkippte Kreidemulde der Scesaplana. D = Reliefüberschiebung des Hauptdolomits am Gipfel des Wildbergs.

Man erkennt mehrere liegende Falten, welche an schrägen Schubbahnen von S gegen N aufeinander geschoben liegen.

Es nehmen an dieser Nudelbildung die Ablagerungen von den Kössener Sch. bis zu den Kreideschiefern teil.

Der Sockel aus steilstehendem Hauptdolomit tritt nicht in die Verfaltungen ein.

Wir haben ja am Gipfel des Mottenkopfs bemerkt, daß diese Verfaltungen über den Dolomitsockel vorgeschoben wurden.

Wenn man die Zeichnung Fig. 9 betrachtet, so hat man den Eindruck, daß diese lebhafte Bildung von kleinen Rollfalten wahrscheinlich mit der Brandung der Schubmasse vor dem Hindernis des Dolomitwalles des Mottenkopfs zusammenhängt.

Das würde mit der Vorstellung einer Reliefüberschiebung recht gut zusammenpassen. Einen wunderbaren Einblick in die Tektonik des Rätikon Gebirges hat nun auch die genauere Aufnahme des Gebietes von Loischkopf und Taleu eröffnet. Die Karte von J. Verdam hat sich dabei in den Hauptzügen als richtig herausgestellt. Der Loischkopf — 1815 m — stellt eine bewaldete Bergkuppe vor, die aus flach liegenden Gesteinen der Arosazone besteht und welche fast ringsum von einer Gipstrichterlandschaft eingeschlossen wird.

Am schönsten und klarsten ist diese Gipstrichterlandschaft an der Südseite des Loischkopfes unserer Einsicht eröffnet.

Fig. 10 legt die Anordnung der hier sichtbaren Aufschlüsse vor.

Wir haben als Unterlage eine sehr große Masse von feinschichtigem, feinschichtigem und stark ausgewalztem Gips vor uns, in den zahlreiche tiefe Trichter dicht nebeneinander eingefressen sind. Über diese mächtige Gipszone sind nun die Sandsteine und Schiefer der Arosazone eingeschoben worden.

Das war nur möglich, wenn vorher schon die normale Zudeckung der Raibler Sch. mit Hauptdolomit und jüngeren Schichten durch die Erosion abgetragen war.

Wenn wir nun den Rand der Auflagerung der Arosazone auf der Gipsmasse genauer verfolgen, so treffen wir auf eine Menge von kleineren und größeren Trümmern von fremdartigen Gesteinen.

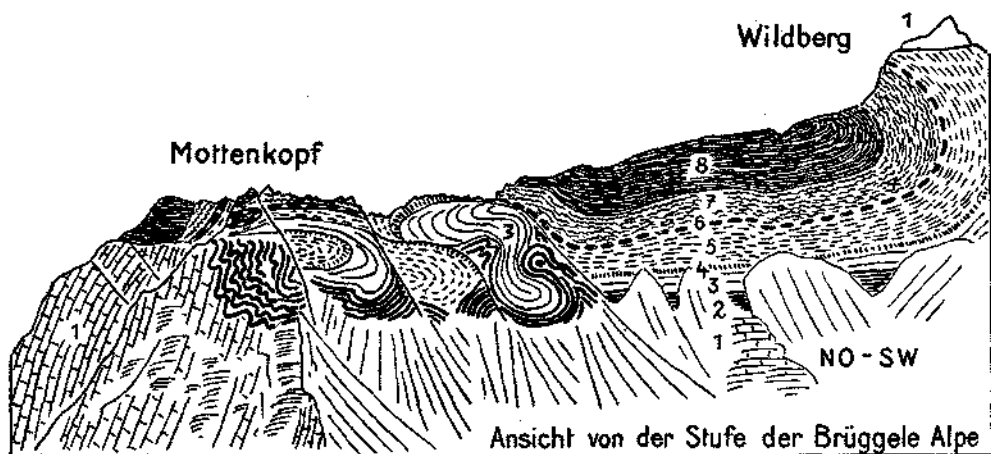


Fig. 9.

1 = Hauptdolomit. 2 = Köseener Sch. 3 = Oberrätikalke. 4 = bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel und Kalke. 6 = Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Lechtaler Kreideschiefer.

Sicher erkennbar sind von diesen Begleitgesteinen der Arosazone vor allem Blöcke von Ophikalzit sowie von scharf gewalztem Aptychenkalk und roten Schiefern und Quarzsandsteinen des Buntsandsteins. Die Gipsmasse selbst zeigt flache Lagerung, taucht aber dann südwärts und nordwärts unter die aufliegende Arosazone unter.

Die Kleinfaltung des Gipses ist von S gegen N gerichtet, die Streckung verläuft in ostwestlicher Richtung und wird von Zerrungsklüften betont.

Die Ausdehnung der Gipsmasse in der Umgebung des Loischkopfes ist eine sehr bedeutende. Sie reicht aus dem wilden Schließwald Tobel im S bis in den Rhona Tobel im N auf eine Strecke von über  $3\frac{1}{2}$  km. Wo sie dabei nicht offen liegt, sondern von Moränen eingedeckt wird, erkennt man ihr Durchziehen an zahlreichen Dolinen.

Die Gipsmassen besitzen in der Umgebung des Loischkopfes also eine ähnlich große Ausdehnung wie zwischen Lünensee und Reilstal.

Hier wie dort ist durch die riesig mächtigen und tektonisch angeschopten Gipsmassen eine feine dünnblättrige Schichtung und eine starke Auswulzung und Streckung zu erkennen.

In beiden Fällen werden diese gewaltigen Gipsmassen der oberen Raibler Sch. nicht von dem daraufgehörigen Hauptdolomit, sondern von fremden Schubmassen überlagert.

Während aber auf den Gipsmassen des Relstales eine Schubmasse von Verrucano und Buntsandstein lagert, finden wir beim Loischkopf eine Überlagerung durch die Sandsteine, Schiefer und Breccien der Arosazone.

So verschieden aber auch das Material der Schubmassen ist, welche auf diesen zwei großen Gipsmassen liegen, so stellen doch beide klare Reliefüberschiebungen vor.

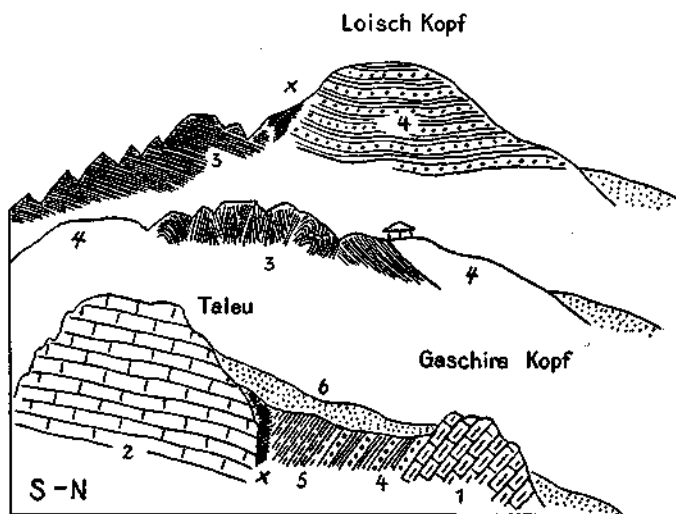


Fig. 10.

1 = Muschelkalk. 2 = Hauptdolomit. 3 = feingeschichteter Gips der Raibler Sch. 4 = dickbankige Kalksandsteine mit dünn-schichtigen, schwarzen, glimmerigen Tonschiefern. 5 = glatte, grau-schwarze Mergel mit scharf rechteckigem Zerfall. 6 = Grundmoränen.

Sie konnten nur zustande kommen, wenn durch die Erosion bereits die schweren Hangendschichten über den Raibler Sch. abgetragen waren.

In der Umgebung des Loischkopfes läßt sich aber weiter feststellen, daß auch die Schubmasse der Arosazone ihrerseits noch von der Hauptdolomitmasse des Taleu überfahren wurde.

Die für diesen Befund maßgebenden Aufschlüsse befinden sich einerseits an der Nord-, andererseits an der Ostseite des Taleu.

Der Taleu bildet einen flachen ostwestlich lang gestreckten Felsrücken, welcher an seiner Südseite schroffe Wandbildungen zeigt. Der Nordabfall ist ziemlich sanft.

Der Taleu besteht zur Hauptsache aus Hauptdolomit, welcher an der West- und Südseite von Raibler Sch. unterlagert wird.

An der Nord- und Ostseite stößt aber der Hauptdolomit unmittelbar an Gesteine der Arosazone.

Vom Taleu leitet ein bewaldeter Kamm zu dem niedrigen Felsvorsprung des Gaschirakopfes. Der Kamm wird von Grundmoräne gebildet, unter ihr tritt aber an der Ostseite das Anstehende gut zutage, welches etwa die Angaben von Fig. 10 liefert.

Die Gesteine der Arosazone lagern im N auf dem Muschelkalk des Gaschirakopfs und stoßen im S an den Hauptdolomit des Taleu.

Steigt man von dieser Stelle ostwärts in die tiefe Schlucht des Alvierbaches hinab, so ergänzt sich unser Profil in der Weise, wie auf Fig. 11 angegeben erscheint.

Hier ist der Hauptdolomit klar auf die Arosazone aufgeschoben, welche aber auch noch heftig verfaltete rote Mergel und Hornsteinkalke des Oberjura enthält.

Wir kommen nun zu der Frage, wie diese Einschaltung der Arosazone in dem Gebiete von Loischkopf—Taleu tektonisch zu erklären ist.

Hierauf hat bereits J. Verdam eine Antwort gegeben, die auf einer genügend genauen Kartenaufnahme begründet ist.

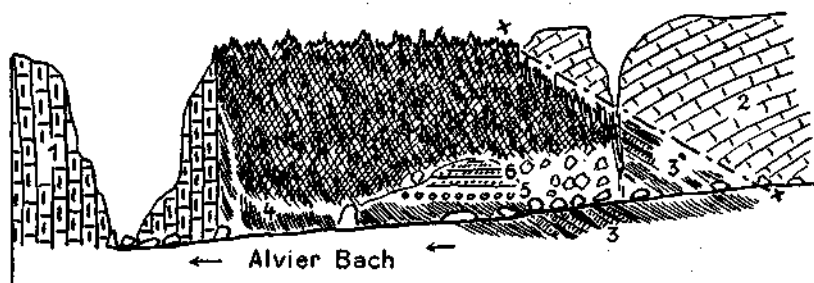


Fig. 11.

- 1 = Muschelkalk. 2 = Hauptdolomit. 3 = Einfaltung von roten Mergeln und Hornsteinen.  
4 = schwarze zerschuppte Tonschiefer, Kalksandsteine, Quarzite, Ophikalzit. 5 = horizontale Schotter  
6 = horizontale Sandlagen, X—X = Schubbahn.

Wesentlich früher haben sich ja auch schon A. Rothpletz, W. v. Seidlitz und H. Mylius mit der Deutung dieser Aufschlüsse beschäftigt. Ihre Erklärungen beruhten aber noch auf zu wenig genauen Kartenaufnahmen.

J. Verdam hat zwei Schnitte durch diese Gegend veröffentlicht, von denen einer in Fig. 12 verkleinert wiedergegeben ist.

Nach seiner Vorstellung ist hier die Arosazone aus dem Liegenden der Lechtaldecke an ziemlich steilen Schubbahnen an die Oberfläche gehoben worden.

Die Konstruktion, welche J. Verdam zur Hebung der Arosazone aus dem Untergrund der Lechtaldecke verwendet, ist jedoch für diesen Zweck nicht unmittelbar brauchbar, wie aus der Zeichnung Fig. 12 leicht zu erkennen ist.

Die untersten Schichten der Lechtaldecke bildet hier der Buntsandstein.

Unter ihm soll die von S her mitgeschleppte Masse der Arosazone liegen.

Will man daher die Arosazone an die Oberfläche heben, so muß selbstverständlich auch die Zone des Buntsandsteins und der übrigen unteren Trias mitgehoben werden.

Das ist nun in der Konstruktion von J. Verdam nicht berücksichtigt

In dieser Konstruktion liegt der Buntsandstein des Taleu wesentlich tiefer als der Buntsandstein des Alpilakopfes. Das ist mit einer Hebung der unter dem Buntsandstein befindlichen Arosazone wohl unvereinbar.

Im übrigen ist diese Konstruktion von J. Verdam mit den vorhandenen Aufschlüssen und auch mit den Angaben seiner eigenen, im

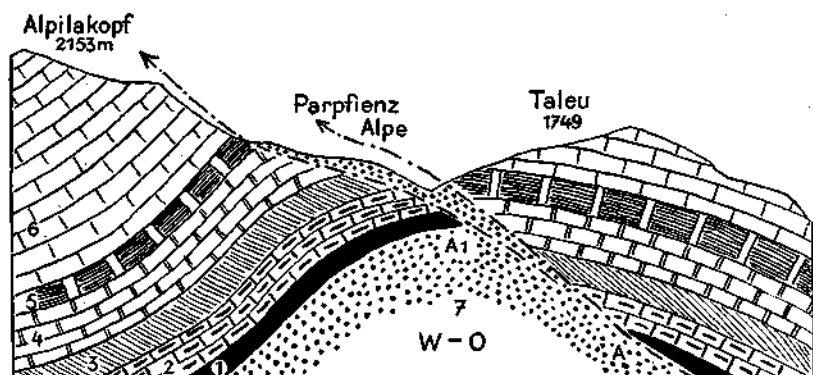


Fig. 12.

1 = Buntsandstein. 2 = Muschelkalk. 3 = Parlbach Sch. 4 = Arlberg Sch. 5 = Raibler Sch. mit viel Gips. 6 = Hauptdolomit. 7 = Arosazone.

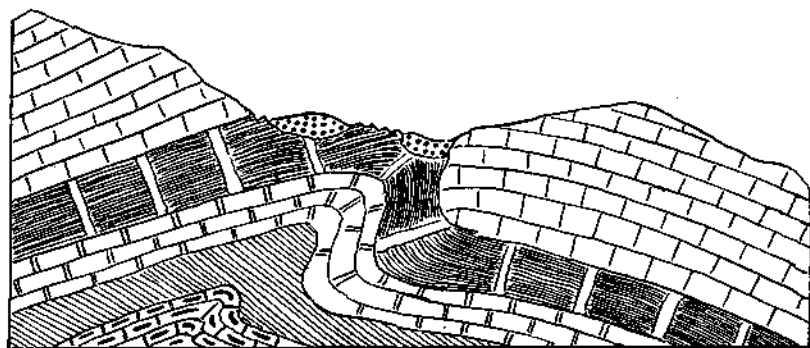


Fig. 13.

Dieselben Signaturen wie in Fig. 12.

wesentlichen richtigen Karte nicht vereinbar. Ich ersetze diese Konstruktion durch die Zeichnung Fig. 13, welche sich den Naturbefunden enger anschließt.

Die Raibler Sch. mit ihren mächtigen Gipsmassen ziehen vom Alpilakopf zum Taleu hinüber und stellen hier eine ausgedehnte breite Aufwölbung dar.

Die Schichten der Arosazone aber liegen sicher auf den Raibler Sch., und zwar in vorwiegend flacher und meist wenig gestörter Lagerform.

Man hat hier eher den Eindruck einer Auflagerung als den einer gewaltsamen Hochquetschung.

Jedenfalls hat die Mechanik von J. Verdam hier keine Kraft, die Arosazone aus dem Untergrund der Lechtaldecke hochzuheben. Es gibt aber am Westrande des Rätikons in Liechtenstein wirklich beobachtbare Profile, welche eine solche Hebung einwandfrei erkennen lassen.

Ch. Schumacher hat in seiner Arbeit „Geologische Untersuchungen im nordwestlichen Rätikon, Berlin 1929“ mehrere solche Profile beschrieben und dargestellt. In diesen Profilen des Westrandes des Rätikons liegt die Lechtaldecke hoch erhoben, so daß auch ihr Sockel weithin erschlossen ist. Daher vermögen diese Profile über die Verhältnisse des Unterbaues weit tiefergreifendere Aufschlüsse zu bieten.

In Fig. 14 ist ein solches Profil nach Ch. Schumacher verkleinert abgebildet. Hier erkennt man gleich, daß nicht nur die Gesteine der Arosazone, sondern sogar noch der tiefer liegende Flysch eine beträchtliche Hebung erfahren haben.

Aber auch diese Hebung ist nicht mit der einfachen Formel einer Aufschiebung zu lösen.

Ebensowenig kommt man mit einer vertikalen Verwerfung aus, an welcher der Südflügel um ca. 1000 m gehoben wäre, wie dies A. Rothpletz schon im Jahre 1900 annahm.

Die Hebung von Flysch und Arosazone kann auch unmöglich mit dem Einschub der Lechtaldecke verbunden werden.

Dieser Einschub ist sicherlich auf einer glatten Bahnfläche erfolgt.

Die Trennung zwischen dem nördlichen und dem südlichen Teil der Lechtaldecke kann also erst nach der Einschiebung dieser Decke geschehen sein.

Die Lage der Arosazone ist hier aber eine derartige, daß ihre Einschleppung unbedingt mit der Einfuhr der Lechtaldecke eng verbunden ist.

Die Einfuhr der Lechtaldecke hat aber nicht nur die Gesteine der Arosazone mitgeschleppt, sie hat dieselben auch noch bis auf den bereits gefalteten und tief erodierten Flysch vorgetragen.

Dies geht aus den Profilen von Ch. Schumacher deutlich genug hervor.

Es ist daher der Vormarsch der Lechtaldecke auf den Flysch hier in Liechtenstein als klare Reliefüberschiebung zu bezeichnen.

Was nun die so auffällige Zerteilung der Lechtaldecke betrifft, so ist zunächst festzuhalten, daß der Nord- und Südteil dieser Decke zu beiden Seiten dieser Störung durchaus nicht zusammenpassen.

Daher kann man mit der Annahme einer sekundären Verschiebung des Südteiles über den Nordteil nicht das erklärende Auslangen finden.

Der Vorschub des Südteiles ist dabei wirklich einwandfrei zu erkennen.

Für das Nichtzusammenpassen der beiden Ränder der Lechtaldecke kommen vor allem zwei Möglichkeiten in Betracht. Es kann zwischen diesen beiden heute unmittelbar benachbarten Rändern ein größeres Zwischenstück durch die Erosion entfernt worden sein.

Dieses fehlende Zwischenstück kann die Verbindung der beiden ungleichen Enden der Lechtaldecke durch Mächtigkeitsübergänge vermittelt haben.



Für die Entfernung dieses Zwischenstückes sind wieder mehrere Möglichkeiten denkbar.

Es kann sich hier um eine breite Erosionslücke handeln, die in die Lechtaldecke nach ihrem Vormarsch geschlagen wurde und welche älter als die Aufschiebung des Südteiles auf den Nordteil ist.

Es kann aber auch der Südteil weit über den Nordteil vorgeschoben und diese Kappe auf dem Nordteil später von Erosion abgetragen worden sein.

Die Landesaufnahme spricht für die Richtigkeit der ersteren Annahme, weil von einem weiten Vorschub des Südteiles über den Nordteil keine Anzeichen mehr zu finden sind.

Wir werden somit zu der Vorstellung geleitet, daß hier nach dem ersten Vormarsch der Lechtaldecke diese selbst von der scharf eingreifenden Erosion in mehrere Stücke getrennt wurde.

Dadurch war natürlich ein neuerlicher gemeinsamer Vormarsch der Lechtaldecke unmöglich geworden.

Dafür erhielten jedoch die einzelnen Teilstücke die Fähigkeit zu eigener Beweglichkeit.

Im Falle von Fig. 14 ist die Wirkung dieser Kerbe in der Lechtaldecke wunderbar klar zu erkennen.

Der abgetrennte schwere Nordteil blieb liegen, in der Kerbe stiegen die vom Druck befreiten Flyschschichten empor und wurden dann von dem vorrückenden Südteil über den Nordteil vorgeschleppt. Durch die Erosion eines breiten Zwischenstückes ist auch das Nichtzusammenpassen der heutigen Gegenränder leicht zu erklären.

Es gibt aber für dieses Nichtpassen noch eine andere Erklärung.

Es ist auch denkbar, daß wohl die Hauptüberschiebung der Lechtaldecke von S gegen N erfolgt ist, daß aber nach der Trennung des Nord- und Südteiles der Südteil einen Vorschub von O gegen W erfuhr.

In diesem Falle können natürlich die Randteile auch nicht gut zusammenpassen. Dasselbe würde auch gelten, wenn z. B. der Nord- und Südteil der Lechtaldecke hier ungleich weit gegen W zu verschoben worden wäre.

Nach der Karte von Ch. Schumacher hat indessen diese Deutung wenig Wahrscheinlichkeit für sich, da der gehobene Flyschteil zwischen den beiden Stücken der Lechtaldecke einen ostwestlichen Verlauf zeigt.

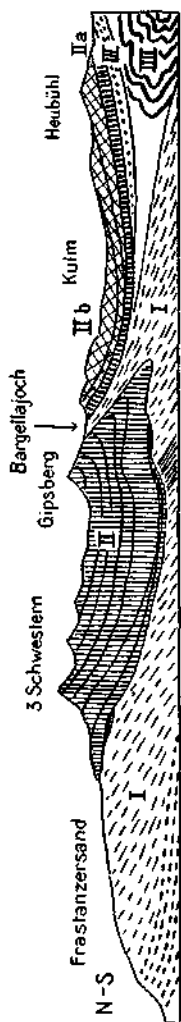


Fig. 14.

I = Unterbau aus Flysch. II = nördliches Stück der Lechtaldecke. Dasselbe liegt auf dem gefalteten und bereits tief abgetragenen Flyschgebirge. An der Sohle hat die Lechtaldecke noch Schollen des Arzozono mitgeschleppt. IIa = abgetrenntes Stück der Lechtaldecke, das aus zwei völlig getrennten Schollen besteht. Zwischen II und IIa = IIb Hochschalung des Flysches. III = Salzrinde, in der Bewegungsrichtung dünn ausgezogen. IV = Strine der Felsalbedeckung, in der Bewegungsrichtung in eine feine Spitze ausgezogen. Verkleinerung und Verörmischung nach einem Profile von Christian Schumacher.

Wenn wir nun die in Liechtenstein gewonnenen Erfahrungen auf das Gebiet des Loischkopfes übertragen wollen, so kommen wir zu der Einsicht, daß dies nicht ohne weiteres gelingt.

Wie wir schon erwähnt haben, ziehen unter den Arosa Sch. des Loischkopfes die großen Gipsmassen der Raibler Sch. geschlossen durch.

Außerdem sind die Schichten der Arosazone hier recht wenig gestört.

Für dieses Gebiet könnte man eher an eine sedimentäre Einlagerung in einer breiten alten Furche der Lechtaldecke denken. Während die Tonschiefer und Kalksandsteine der Arosazone keine stärkere Beanspruchung aufweisen, wie ja aus ihrer Lagerung — Fig. 10 — hervorgeht, zeigen ihre Begleitgesteine aber wieder heftige mechanische Einwirkungen. Es zerfällt also die Arosazone hier in einen großen ziemlich geschonten Anteil und in kleine Mengen von scharf strapazierten Begleitgesteinen. Diese letzteren liegen aber hauptsächlich nur in der Form von Blöcken und Trümmern vor.

Wie empfindlich die Gesteine der Arosazone für mechanische Beanspruchung sind, kann man im Gebiete des Loischkopfes klar verfolgen.

Während die freiliegenden Schollen vom Loischkopf und südlich des Gaschirakopfes — Fig. 10 — ganz unversehrt sind, zeigen diese Gesteine unter der Überschiebung des Taleu in der Alvierklamm — Fig. 11 — eine heftige Zerschuppung und Verschieferung.

Ich komme daher zu der Meinung, daß die Arosazone des Loischkopfes keine Durchwalzung und Aufpressung mitgemacht hat.

Die Hauptmasse der flachliegenden Tonschiefer und Kalksandsteine ... ist bestimmt nicht verwalzt.

Ebenso sicher sind aber gerade die besonders charakteristischen Begleitgesteine wie Ophikalzite, Radiolarite, Aptychenkalke, Serpentin, Diabasporphyrit . . . scharf verknestet und mechanisch verstümmelt. Diese merkwürdige Zweiteilung der Bestände der Arosazone einerseits in große, wenig gestörte Schichtmassen von einfachen Lagerungsformen, anderseits in kleine Mengen von fremden, scharf und schwer bearbeiteten Gesteinen ist eine heute noch nicht aufgeklärte Erscheinung.

In meiner Rätikon Arbeit vom Jahre 1933 sind wir dieser Frage bei der Einschaltung des Tilisuna Flysches schon begegnet.

Es bedarf diese Frage zu ihrer Lösung aber noch weiterer Begehungen und Prüfungen.

Ich habe mich im Herbst 1933 auch wieder mit der Geologie des Lünensees beschäftigt, der ja bekanntlich reich an Problemen ist. Insbesondere hat dabei die seltsame Gestaltung des Nordabschlusses dieses prächtigen Sees meine Aufmerksamkeit gefangengenommen.

Der Nordabschluß des Lünensees wird durch eine ostwestlich verlaufende Felsbarre gebildet, welche in der Mitte die Kuppen 1982 m und 1985 m trägt und links und rechts davon niedrigere Sättel besitzt.

Diese Felsbarre stürzt nun gegen den See außerordentlich steil bis zu einer Tiefe von 1835 m ab.

Noch viel tiefer ist aber ihr Absturz gegen N, welcher bis auf 1630 m hinabreicht.

Ich verdanke diese Angaben der schönen photogrammetrischen Karte des Lünensees i. M. 1 : 5000, welche im Auftrag der Vorarlberger Illwerke A. G. anlässlich der Absenkung des Lünensees hergestellt wurde.

Wenn wir durch die Felsschwelle des Lünensees einen Querschnitt über den östlichen Sattel — 1968·76 m — führen, so erhalten wir die beistehende Fig. 15.

Sie vermittelt uns sofort die Vorstellung von der einzigartigen Lage dieses selten tiefen Hochalpensees.

Für die auffallende Tiefe der Seewanne hat schon im Jahre 1888 F. Löwl nach seiner ersten Ausmessung derselben das Hereinstreichen der großen Gipsmassen der Lünierkrinne mit vollem Recht verantwortlich gemacht.

Außerdem hat aber auch noch die ausschleifende Hand der Vergletscherungen hier an der Vertiefung mitgearbeitet.

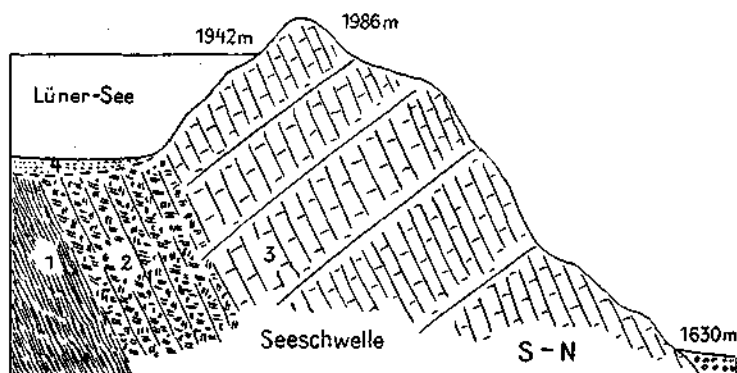


Fig. 15.

1 = Gipschichten der Raibler Sch. 2 = Hauptdolomitbreccien. 3 = Hauptdolomit. 4 = Schwebhorizontale feine Schlammablagerung.

Diese Erkenntnis hat die tiefe Absenkung des Lünensees durch die Bloßlegung der schön geschliffenen Wände der Seebarre befestigt. Während wir also für die ungewöhnliche und ganz einseitige Tiefe des Lünensees durch das Zusammenwirken von leichter Auflösbarkeit und Weichheit des Gipses und Eisschurf eine hinreichende Erklärung besitzen, stehen uns diese Hilfsmittel für die Deutung des viel höheren Steilabsturzes gegen das Alviertal nicht zu Gebote.

Dieser schroffe und tiefe Absturz ist vollständig in feste und harte Schichten von Hauptdolomit eingeschnitten.

Wenn man von Brand durch das Alviertal zur Felsschwelle des Lünensees emporsteigt, so kann man unschwer den Betrag ermitteln, um den hier diese Schwelle im Hauptdolomit zurückverlegt wurde.

Wir treffen hier bei 1447 m noch die Felssohle des Tales, welche aus saiger stehendem Hauptdolomit besteht.

Von dieser Stelle an liegt der Fuß der Seeschwelle um volle  $1\frac{1}{2}$  km gegen S zurückgeschoben.

Wir stehen hier also vor einem außerordentlich großen Erosionsbetrag, für den man bestimmt nicht die Arbeit des Eises allein heranziehen kann.

Die Kraft des Eisstromes, welcher das tiefe Becken des Lünensees zu überschreiten hatte, war durch die Überwindung dieser hohen Gegensteigung verbraucht.

Man kann also wohl nur die Erosion des Wassers für die Schaffung dieses Riesen-Hohlraums nördlich der Seewanne in Betracht ziehen.

Heute ist nun dieser Riesenraum von einem ganz gewaltigen Schuttkegel verschüttet.

Wie ich schon in unserem Jahrbuch 1933 erwähnt habe, ist auch diese Verschüttung recht merkwürdig gestaltet.

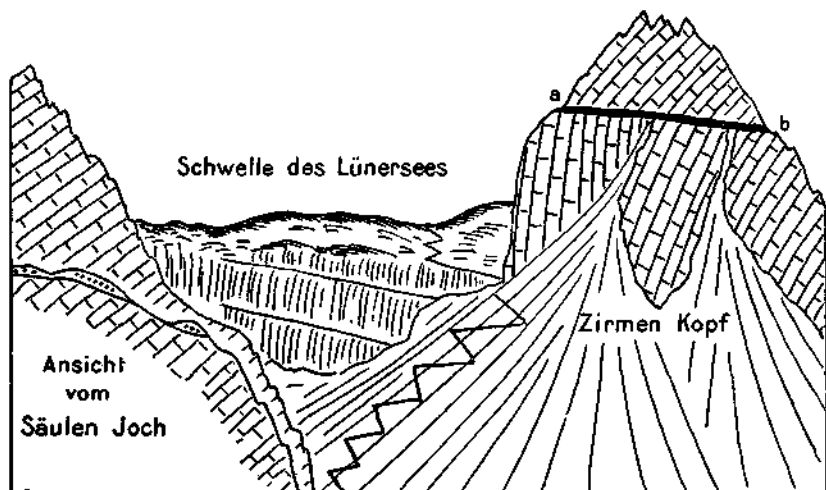


Fig. 16.

Diese Zeichnung soll die außerordentliche Einseitigkeit des Tales unterhalb der Seeschwelle zeigen. Links blanke Felshänge, rechts riesige Schuttkegel. Diese Schuttkegel entspringen an einer mächtigen Mylonitzone a-b zwischen zwei Schuppen von Hauptdolomit.

Sie ist nämlich fast ausschließlich auf die linke Talseite beschränkt.

Für diese ungewöhnliche Einseitigkeit glaube ich nun eine Erklärung gefunden zu haben. Wenn man aus der schon erwähnten hohen alten Talfurche des Säulenjoches gegen die Schwelle des Lünensees schaut, so erkennt man, daß der riesige Schuttkegel an der Nordseite des Zirmenkopfes an einem breiten weißlichen Felsband seinen Ursprung nimmt.

Dieses weißliche Felsband, welches die Nordwand des Zirmenkopfes schräg durchzieht, besteht aus völlig zerriebenem Hauptdolomit.

Es handelt sich um eine Mylonitbildung längs einer von S gegen N ansteigenden Schubfläche, wie Fig. 16 angibt.

Solche Schubflächen zerschneiden ebenso die Seeschwelle, wie ich auch schon 1933 dargestellt habe. An der Nordseite des Zirmenkopfes sind mindestens vier solche Schubflächen ausgebildet. Diese Zerschneidung des Hauptdolomits durch ganze Scharen von Schubflächen halte ich

nun für die Ursache, warum hier die Erosion beim Vordringen in den Hauptdolomit solche Riesenfortschritte machen konnte.

Der Hauptdolomit hatte eben durch diese durchgreifende innere Zerschneidung sehr viel von seiner Widerstandskraft gegen die Verwitterung und Abtragung eingebüßt.

Es ist nun weiter zu fragen, warum gerade im Gebiete des Zirnenkopfes eine solche Anhäufung von Schubflächen entstanden ist. Der Zirnenkopf ragt an der Westseite des Lünensees und des Alviertales empor. An der Ostseite haben wir das Hauptdolomit Gebirge von Schafgafall—Säulenjoch—Säulenkopf—Mittags Sp.

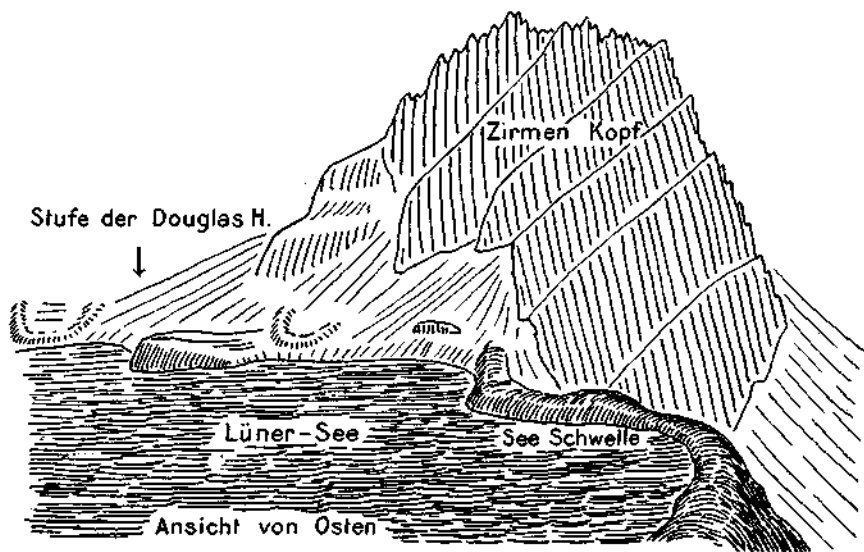


Fig. 17.

Diese Ansicht des Lünensees soll die überraschende Düntheit der Seeschwelle und ihren merkwürdigen Anschluß an die breiten Felsmassen des Zirnen Kopfes zeigen.

Hier fehlt eine derartige Zerschneidung des Hauptdolomits. Daher ist auch die Schuttlieferung wesentlich geringer.

Die Ursache für diese große Verschiedenartigkeit der zwei Seiten des Alviertales dürfte nach meiner Ansicht in der großen Abknickung liegen, welche eben der Wall des Hauptdolomits zwischen Relstal und Brandnertal erlitten hat.

Offenbar befindet sich der Zirnenkopf an einer Gelenkstelle der scharfen Abknickung und wurde dabei außerordentlich lebhaft zerschert.

Die Zerschnerungsflächen fallen dabei unter einem Winkel von ca.  $45^\circ$  gegen S zu ein.

Der Lünensee ist nur durch eine relativ dünne Felsschwelle von dem gewaltigen Hohlraum des Alvierbaches getrennt.

Fig. 17 bringt eine Ansicht dieser Felsschwelle von O, auf der sowohl ihre Düntheit wie auch ihre Anlehnung an den mächtigen Felsleib des Zirnenkopfes deutlich zum Ausdruck kommt.

Der Lünensee ist ringsum von Resten von Felsstufen umgeben, welche beweisen, daß das Seebecken in einen älteren höheren und wesentlich breiteren Felsboden eingesenkt liegt.

Auf einer solchen in den See vorspringenden Felsstufe liegt ja auch die Douglashütte.

Über die Entstehung der Seewanne sind schon verschiedene Meinungen geäußert worden.

F. Löwl hat schon im Jahre 1888 die Ansicht ausgesprochen, daß der nördliche Teil der Seewanne einen Einsturztrichter vorstelle, der sich hier infolge der Auswaschung der Gipsschichten gebildet habe. Der südliche Teil sei dagegen durch Eiserosion entstanden.

A. Rothpletz gab im Jahre 1900 eine tektonische Erklärung für die Bildung des Hohlraumes. Nach ihm soll von Schattenlagant zum Lünensee und von dort zur Gemslücke eine Verwerfung verlaufen. Durch eine Senkung der Gebirgsscholle im W dieser Verwerfung soll der oberste Seitenzweig des Rellstales in ein Seebecken verwandelt worden sein.

H. Schardt hat dann im Jahre 1926 im Anschluß an die geologische Aufnahme von P. Arni die Hypothese ausgesprochen, daß der Lünensee seine Entstehung einem Gipstrichter verdanke, der heute zwischen dem See und der Lünerkrinne begraben liegt. Dieser Trichter hatte einen unterirdischen Abfluß, der bei der Lüneralpe ins Rellstal mündete.

Durch einen Bergsturz und aufgelagerte Moränen wurde der Trichter verschüttet und versperrt. Das angestaute Wasser suchte sich dann einen Ausweg gegen das Brandner Tal.

Von diesen Erklärungsversuchen trifft der von A. Rothpletz ganz neben die Wirklichkeit. Die Hohlform des Lünensees ist bestimmt nicht durch eine Verwerfung zu erklären.

Die Meinung von A. Löwl kommt den Seeformen mit besserem Verständnis entgegen.

Die Ansicht von H. Schardt ist durch die Aufschlüsse bei der Seeabsenkung widerlegt worden, weil an der Stelle seines durch Bergsturzmaterial verschütteten Abschlusses geschlossene Gipsschichten zutage treten. Die Idee, den Lünensee mit dem Einzugsgebiete des Rellstales zu verbinden, scheitert ebenfalls an den hier vorliegenden Aufschlüssen.

Zwischen dem Lünensee und dem Rellstal erhebt sich heute noch der Scheidekamm der Lünerkrinne bis zu einer Höhe von 2166 m, also 328 m über der Sohle des Sees.

Die Lünerkrinne besteht nun allerdings aus einer gewaltigen Masse von steil südfallenden Gipsschichten.

Wenn aber die alte Talverbindung von der Todt Alpe hoch über den Lünensee ins Rellstal wirklich bestanden hätte, so wäre dieser Scheidekamm aus weichen Gipsschichten längst wegerodiert worden.

Das Becken des Lünensees ist jedoch nicht mit dem Rellstal, sondern mit dem Brandnertal zu verbinden.

Im ganzen Gebirgsstock der Scesaplana besteht das Hauptgefälle gegen N. Hier finden wir von O gegen W zuerst den Abfluß des Lünensees ins Brandnertal, dann die zwei steilen Abflüsse des Lün-

gletschers ins Brandnertal und endlich den gigantischen Abbruch des Panülerschrofens zum Nenzinger Schafhimmel im Gampertunatal. Das sind vier gleichartige gewaltige Erosionseinschnitte in den hochragenden Leib der Scesaplana.

Die Wanne des Lünensees verdankt ihre besondere Tiefe sicher dem Hereinstreichen der Gipsschichten von der Lünerkrinne.

Ich halte aber die Annahme eines Einsturztrichters nicht für wahrscheinlich.

Jedenfalls spricht die recht genaue Karte der Seewanne i. M. 1:5000 ganz gegen eine Gipstrichterform.

Die Form der Seewanne ist viel leichter mit einer Ausschleifung der Gipsmassen durch den Gletscher der Scesaplana zu verbinden.

Dabei schmiegt sich die tiefste Ausfurchung ganz an die Ostseite des Sees heran. Ich möchte also an der Ausschleifung des Lünensees durch Eis nicht zweifeln.

Im Herbst 1933 habe ich auf dem Sattel der Seeschwelle, welchen der Weg zur Douglas Hütte von Brand herauf überschreitet ein faustgroßes Gerölle von Amphibolit gefunden.

Leider ist hier die Möglichkeit einer künstlichen Verschleppung durch den Menschen nicht auszuschließen.

Es ist dies aber einer weiteren Untersuchung wert, weil solche Gesteine hier wohl nur durch den Rheingletscher über die tiefe Lücke des Cavalljoches — 2239 m — herüber geliefert sein könnten.

Die Formung der Felsschwelle des Lünensees verrät deutlich mancherlei Einwirkungen des darübergeflossenen Eises.

Zunächst ist die Anlage von zwei seitlichen Einsattelungen und einem erhobenen Mittelteil eine für Eisausschleifung recht häufige Form.

Dann ist der Felsriegel besonders auf seiner Wasserseite nicht nur glattgeschliffen, sondern trotz seiner Steilheit von den Strudellöchern von Gletschermühlen angebohrt.

Eines dieser Strudellöcher, das von Herrn Ingenieur Alfred Rüschi vermessen wurde, ist, wie Fig. 18 zeigt, gegen 4 m tief.

Das beweist jedenfalls, daß die Eisspalte, durch welche das Bohrwasser herabschoß, lange Zeit an derselben Stelle geblieben sein muß.

Offenbar hat die steile Innenwand unserer Felsschwelle immer wieder an derselben Stelle den Gletscher zum Spaltenreißen gezwungen.

Wie sich bei der Seeabsenkung herausgestellt hat, sind die Strudellöcher der Gletschermühlen zu beiden Seiten des alten Seeabflusses angeordnet.

Das ist die Stelle, wo die Seeschwelle am niedrigsten ist.

Die Strudellöcher dürften sich wahrscheinlich nicht zu einer Zeit des Eishochstandes, sondern des Eistiefstandes gebildet haben. Zu dieser Zeit vollzog sich dann der Abfluß der Eismassen über diese tiefste Einkerbung der Seeschwelle.

Eine weitere Eigentümlichkeit der Schwelle des Lünensees besteht dann darin, daß dieselbe an beiden Enden nicht unmittelbar an die seitlichen Steilwände anschließt.

In Fig. 17 ist diese merkwürdige Einfügung der Felsschwelle gut zu erkennen.

Der Felswall der Schwelle schließt nicht an die Steilwand des Zirnenkopfes an, sondern endet etwas weiter südlich.

Die Erklärung für die Zurückverlegung der Seeschwelle ist wahrscheinlich in einer kräftigen Niederschleifung derselben durch die Gletscher der Eiszeit zu suchen. Die Schwelle war vorher jedenfalls wesentlich breiter und schloß normal an die seitlichen Bergwände an.

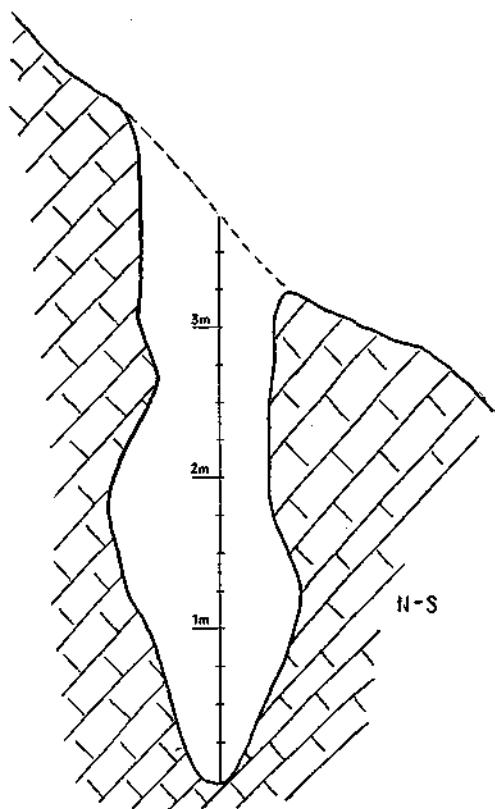


Fig. 18.

Ein Bohrloch, hergestellt von einer Gletschermühle an der wasserseitigen Steilwand der Felschwelle des Lünersöes. Dasselbe wurde bei der künstlichen Absenkung des Sees freigelegt.

Durch eine starke Abschleifung wurde der Körper der Schwelle verschmälert und erniedrigt, während die großen Wände an ihren Seiten nur wenig darunter litten.

Die Form der Seeschwelle ist durch die Arbeit des darüberströmenden Eises auch kräftig umgeformt worden.

Wenn man den Verlauf der Uferlinie der Seeschwelle — Fig. 19 — betrachtet, so erkennt man, daß dieselbe an den Stellen der zwei seitlichen Einkerbungen gegen N, also in der Fließrichtung des Eises, vorgebuchtet erscheint.



Nach der Seekarte i. M. 1 : 5000 beträgt diese Verbuchung beiderseits des Scheitels der Seeschwelle 50—60 m.

Jedenfalls sieht man deutlich den engen Zusammenhang zwischen den seitlichen Erniedrigungen und den seitlichen Ausbuchtungen der Schwelle.

Das Eis hat den mittleren Teil der Seeschwelle bei seiner Bewegung erheblich weniger stark abgeschliffen als die seitlichen Teile.

Von der Seeschwelle des Lünarsees zieht sich an den Steilwänden des Schafgafalls eine bei guter Beleuchtung deutlich erkennbare Felsstufe flach abfallend gegen N. Fig. 20 entwirft eine Ansicht derselben. Die Einkerbung in den steilen Hauptdolomitwänden kann aber kein Werk des Eisschliffes bedeuten.

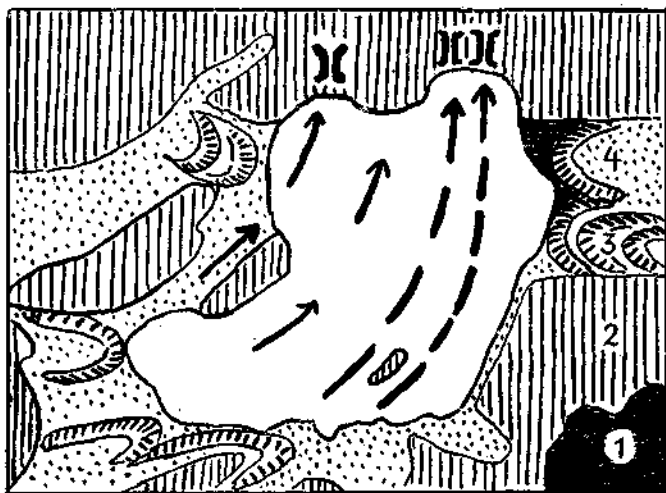


Fig. 19. Geologische Karte des Lünarsees.

1 = Raibler Sch. 2 = Hauptdolomit. 3 = Moränenwälle. 4 = Schuttbalden.

Die dicken Striche zeigen die Hauptrichtungen der Eisbewegung und die stärksten Ausfurchungen an.

Wenn das Eis die Seeschwelle überschritten hat, muß dasselbe über die hohe Steilstufe herabgestürzt sein.

Es konnte daher unmöglich eine so flach hinziehende Furche aus schleifen.

Für eine Einkerbung des Hocheisstandes ist aber die Stufe viel zu niedrig.

Auch könnte dieselbe dann nicht im Niveau der Seeschwelle auslaufen.

Es bleibt somit wohl nichts übrig, als in dieser Felsstufe einen Rest eines alten Talbodens zu erblicken.

Wahrscheinlich deutet diese Felsstufe eine alte Verbindung des breiten Talbodens des Lünarsees mit der alten Talfurche des Säulenjoches an.

Es war hier wohl in tertiärer Zeit eine hohe und breitsohlig entwickelte Tallandschaft vorhanden, von der sich auf unsere Zeit nur wenige Spuren mehr erhalten haben.

In der Umgebung des Lünensees wird diese breitsohlige Tallandschaft durch die Felsstufen bekundet, welche den See umgeben. Die Höhenlage dieser Stufen liegt um 2000 m herum.

Das würde zu der Höhenlage der alten breiten Furche des Säulenjoches ganz gut passen, welche an ihrer Ostseite 2043 m Höhe in der Felssohle hat.

Die Felssohle fällt dann gegen W. Der höchste Punkt der Furche wird aber von ganz jungen Moränenwällen gebildet.

Wesentlich höher als dieses Niveau des Lünensees treffen wir dann das düstere und wilde Plateau der Todten Alpe.

Dasselbe bricht gegen den Lünensee mit einer Steilstufe von ca. 200 m ab.

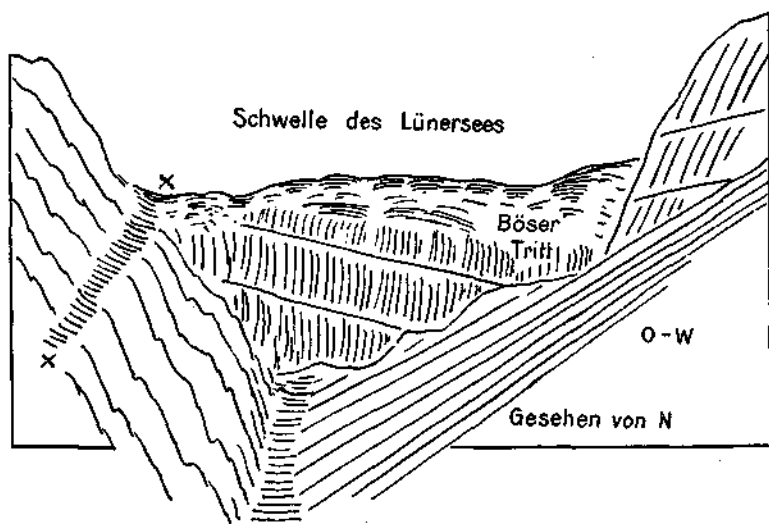


Fig. 20.

Ansicht der Schwelle des Lünensees von N aus dem Brandner Tal. X-X = Verlauf einer schmalen Felserrasse, welche von der Seeschwelle an den Steilhängen des Schafgafalls gegen N zieht.

Das Plateau der Todten Alpe hebt sich von O gegen W von 2200 m bis gegen 2600 m.

Ein noch höheres Plateau nimmt dann der Lünser Gletscher auf der Nordseite der Scesaplana in Anspruch.

Dieser prachtvolle Rest einer ganz hohen Verebnungsfläche spannt sich zwischen 2550 m und 2750 m aus.

Während aber die Verebnungsfläche der Todten Alpe ganz in steil stehenden Hauptdolomit eingearbeitet ist, liegt die Verebnungsfläche des Lünser Gletschers hauptsächlich auf den Liasfleckenmergeln, von denen sie aber auch noch auf Kössener Sch. und Hauptdolomit übergreift.

Wir haben so im Umkreis der hochherrlichen Scesaplana drei verschiedene alte Landformungen kennengelernt, welche offenbar mit drei verschiedenen Hebungen dies Gebirges zu verbinden sind. Alle drei dürften auch dem Tertiär angehören.

## Zusammenfassung.

In der hier vorliegenden Arbeit sind folgende Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme im Rätikon behandelt worden.

Zunächst wurden die Grenzen und Formen der Reliefüberschiebung im Rellstal genauer gezogen. Im Sacktofel konnte an der Stirne dieser Überschiebung eine Kupfervererzung des Buntsandsteins festgestellt werden. In der alten hohen Talfurche des Säulenjoches liegen noch Stücke von Buntsandstein, an der Südseite des Schafgafalls steigen Rauhwacke und Buntsandstein bis über 2300 m empor. Auch den Sattel der Lünerkrinne hat diese mächtige Reliefüberschiebung überschritten, ebenso wie weiter südlich den Sattel des Alp Verajoches. In diesem südlichen Abschnitt hat die Überschiebung außer Verrucano und Buntsandstein auch noch Karbongesteine und Silvrettakristallin mit sich geführt.

Betrachtet man die Hohlformen, in welchen heute die Reste dieser Reliefüberschiebung aufbewahrt liegen, so wird man zu dem Schluß gedrängt, daß dieses Ereignis erst in junger Zeit stattgefunden haben kann.

Im Gebiete von Valbona Kopf — Zwölferkopf führte die Detailaufnahme zu der Erkenntnis einer von W gegen O vorgeschobenen Faltenstirne der Kössener Sch.

Dadurch wird die schroffe Ungleichheit der West- und Ostflanke dieses Bergkammes verständlich. Am Gipfel des Mottenkopfs wurde eine Scholle von flach gelagerten Lechtaler Kreideschiefen entdeckt.

Dieselben sind auf saiger stehenden Hauptdolomit vorgeschoben.

Die genauere Untersuchung hat ergeben, daß es sich um den Vor-schub einer liegenden Falte handelt.

Der Bau des Mottenkopfs besteht aus vier vom S gegen N übereinander geschobenen Faltennadeln. Die Ursache dieser besonders lebhaften Schuppung und Rollung liegt wohl darin, daß hier der Querwall aus saiger stehendem Hauptdolomit ein Hindernis bildete, an dem die vom S kommenden Schubmassen brandeten.

Wir haben also an dem Kamme Scesaplana—Wildberg—Mottenkopf zwei verschiedene Reliefüberschiebungen. Die eine hat eine Scholle von Hauptdolomit auf die Juraschichten des Wildbergs geschoben, die andere stieß die Faltennadeln des Mottenkopfs auf eine Hauptdolomitschwelle vor.

Am Loischkopf ist eine größere Scholle von flachliegenden Gesteinen der Arosazone über eine ausgedehnte Masse von Raibler Gips aufgeschoben worden. Die Hauptdolomitscholle des Taleu ist ihrerseits weiter östlich auf diese Vertreter der Arosazone vorgestoßen.

Für die Erklärung dieser Verhältnisse wird ein Profil von Ch. Schumacher aus dem Gebiete von Liechtenstein herangezogen.

Es geht daraus hervor, daß die Gesteine der Arosazone an der Sohle der Lechtaldecke herbeigeschleppt wurden. Ihre Hebung an die Oberfläche kann aber weder durch eine Verwerfung noch eine steile Auf-schiebung erklärt werden.

Es ist dazu vielmehr die Anlage einer breiten und tiefen Erosionsfurche nötig, welche den geschlossenen Verband der mächtigen Lechtaldecke durchbrochen hat.

Durch einen späteren Vorschub des südlichen Teiles dieser Decke gegen den nördlichen kann dann die Hebung und Einschaltung der Arosazone in die Lechtaldecke verständlich gemacht werden.

Der Schluß der Arbeit beschäftigt sich mit geologischen Fragen im Gebiet des Lünensees. Für die Schaffung der tiefen Wanne dieses Sees wird die Ausschleifung der weichen Gipsschichten durch strömendes Eis herangezogen. Tektonische Erklärungen versagen hier ebenso wie die Annahme eines Einsturztrichters.

Die Felsschwelle des Lünensees zeigt typische Umformungen durch die Eisarbeit. Bei der Absenkung wurden nicht nur die glatt geschliffenen Wände, sondern auch schöne und tiefe Strudellöcher von Gletschermühlen freigelegt.

Die gewaltige Zurückwitterung der Seeschwelle wird auf eine tiefgreifende Zerschierung des Hauptdolomits begründet, welche auch heute noch am Zirmenkopf klar zu erkennen ist.