©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales.

Von **Otto Ampferer.**

(Mit 30 Zeichnungen.)

Diese Beiträge bilden eine unmittelbare Fortsetzung der im Jahrbuch 1930 abgedruckten Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. Sie sind das Ergebnis der letztjährigen Aufnahmen, welche aus dem Gebiete des obersten Lechtales bereits in das Gebiet des Großen Walsertales übergegriffen haben.

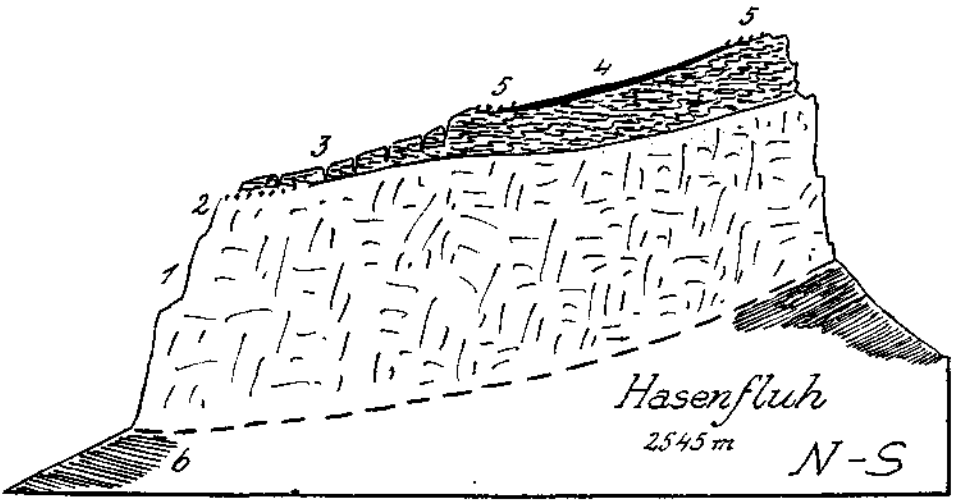

Fig. 1. 1 = Hauptdolomit. 2 = Breccie aus 1 und verschiedenen Kalken — wenig mächtig. 3 = scharfgewalzte Aptychenkalke mit gelbgrauen zerrissenen Hornsteinen. — 4 = weiche gelblichbräunliche, seidenglänzende Kreideschiefer mit Sandsteinen und Breccien. — 5 = rote und grüne Hornsteine mit Mangankrusten — nur in Trümmern. — 6 = Kreideschiefer.

Zunächst bringen diese Beiträge noch einige Ergänzungen zu den bisherigen Aufnahmen im Bereiche des obersten Lechtales.

Ich beginne auch diesmal wieder mit meiner Beschreibung und mit meinen Profilen am Flexenpaß.

Zu den Bergen, welche ihre geologische Struktur trotz ihres freimütigen Aufbaues mehr verhüllen als verkünden, gehört auch die Hasenfluh.

Ich habe dieselbe im Sommer 1930 wieder besucht und traf dabei das Gipfelplateau fast völlig schneefrei an.

In diesem Zustand ließ sich gleich feststellen, daß über den schon beschriebenen, ungemein scharf ausgewalzten Aptychenkalken noch in dünnen Überzügen oder in Trümmersaaten teils jüngere, teils ältere Schichten vorhanden sind. Fig. 1.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die relativ größte Ausdehnung nehmen dabei weiche, gelblichbräunliche, seidenglänzende Mergel sowie Sandsteine und feine Breccien ein, die offenkundig die Entwicklung der Lechtaler Kreideschiefer zeigen. Diese Gesteine sind in einer wenig mächtigen Lage über den Aptychenkalken ausgebreitet und reichen bis zum Ostgipfel empor.

Am unteren und am oberen Ende dieses dünnen Kreidelappens findet sich eine Saat von kleineren Trümmern von roten und grünen Hornsteinen, die vielfach mit blauschwarzen Mangankrusten überzogen sind.

Diese Hornsteintrümmer liegen auf den Kreideschiefern und sind an diese gebunden. Sie gehören wahrscheinlich ins Hangende der Kreideschiefer.

Die Reste der Hornsteintrümmer sind so weit aus ihren ursprünglichen Verbandsverhältnissen herausgerissen, daß sich dieselben nicht mehr mit Sicherheit ergänzen lassen.

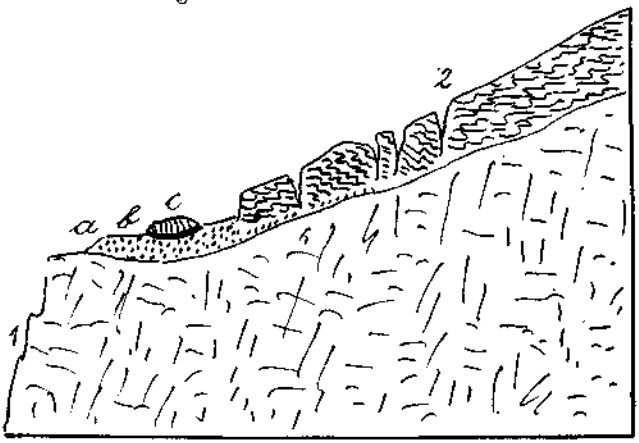

Fig. 2. 1 = Hauptdolomit. 2 = scharfgewalzte Aptychenkalke. *a* = Breccie aus Hauptdolomit und Kalken *b* = gelbe Fleckenmergel. *c* = rote Liaskalkbreccie.

Die eben geschilderten Schichtenreste sind aber nicht die einzige Merkwürdigkeit des hohen Plateaus der Hasenfluh.

Nahe oberhalb der Einstiegsstelle auf dieses Plateau findet sich hier die in Fig. 2 abgebildete Stelle.

Den Untergrund der kleinen ovalen Erhöhung bildet eine aus eckigen Brocken von Hauptdolomit bestehende, wenig mächtige Breccie.

Diese Breccie ist fest mit der Hauptdolomitscholle der Hasenfluh verkittet und findet sich auch in kleinen Resten noch an anderen Stellen.

Hier wird diese Breccie von einer schmalen Lage von schmutziggelben Fleckenmergeln und diese von einer kleinen Kappe von einer Breccie aus roten Liaskalken überlagert. Auch dieses Vorkommen liegt ganz isoliert. Knapp darunter bricht die Steilwand des Hauptdolomits in die Tiefe und knapp darüber beginnt die Decke der gewalzten Aptychenkalke.

Offenbar gehört aber dieser kleine Schichtenrest ins Liegende der Aptychenkalke hinein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

So bescheiden die oben geschilderten Schichtenreste auch ihrer Masse nach sind, so erweitern sie doch den Umfang der am Aufbau der Hasenfluh beteiligten Gesteine ganz wesentlich.

Die dicht verfalteten und intensiv ausgewalzten Aptychenkalke des Hasenfluhplateaus liegen dem Hauptdolomitsockel mit mäßiger Neigung gegen N zu auf. Trotzdem sind die untersten Teile dieser Aptychenkalke, wie Fig. 1 und 2 zeigt, von tiefen Zerrungsspalten zerschnitten. Diese Spalten werden wohl durch den Zug von kleinen Gleitbewegungen aufgerissen.

Eine weitere Ergänzung zu meinen früheren Berichten habe ich dann bezüglich der Eisenscharte nördlich von der Stuttgarter Hütte einzuschalten.

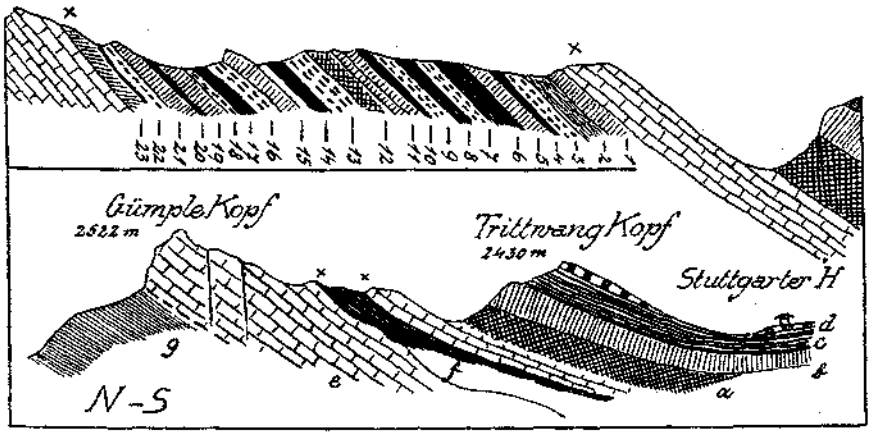

Fig. 3. a = Vererzungszone. b = Muschelkalk. c = Partnachschichten. d = Arlbergkalk. e = Hauptdolomit. f = Kössener Schichten. g = Kreideschiefer. × — × = Kössener Profil. 1 = schwarzer Kalk. 2 = schwarze, knollige Kalke und schwarze Mergel. 3 = Lumachelle. 4 = schwarze Mergel. 5 = schwarze, gelblich verwitternde Kalke. 6 = tiefschwarze, feinblättrige Mergel. 7 = Lumachelle. 8 = Schiefer. 9 = weiche schiefrige Lumachelle. 10 = Schiefer. 11 = feste, fossilreiche dunkle Kalke. 12 = bläulichgraue Kalke. 13 = feste, dichte, feinmuschelige Lumachelle. 14 = Schiefer. 15 = graue, rauhe Kalke. 16 = feste Lumachelle. 17 = Schiefer. 18 = Lumachelle. 19 = blaugrauer Kalk. 20 = Schiefer. 21 = gelb verwitternder Kalk. 22 = gelbe Lage mit grauen gebogenen Kielen. 23 = sandiger Hauptdolomit.

Diese Scharte ist zwischen Trittwangkopf im S und Gümplekopf im N eingesenkt.

Wahrscheinlich liegt aber hier auf der Karte des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines vom Jahre 1913 eine falsche Namengebung vor, da sich an der Eisenscharte dieser Karte keine Eisenerze befinden, wohl aber an der südlicher gelegenen unteren Wangscharte.

Ich wurde durch Professor Dr. W. Petrascheck auf diese Eisenscharte aufmerksam gemacht, die ich in früheren Jahren noch nicht besucht hatte.

Die Eisenscharte, 2462 *m*, der Alpenvereinskarte, Fig. 3, ist ganz in Hauptdolomit eingeschnitten und ohne geologisches Interesse.

An der unteren Wangscharte, 2362 *m*, streichen an der Südseite die auffallenden, rostigen, eisenreichen Lagen des Muschelkalks durch.

An der oberen Wangscharte, 2448 *m*, ziehen jedoch die Kössener Schichten in einer sehr fossilreichen Entwicklung durch.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es sind dies dieselben Kössener Schichten, welche sich im Liegenden der Krabachjochdecke befinden und ihren ganzen Westrand von der oberen Wangscharte bis zum Gipfel der Erler Spitze einsäumen.

An der oberen Wangscharte sind diese Kössener Schichten, wie Fig. 3 zeigt, jedoch besonders reich entwickelt.

Auffallend ist dabei, daß die zahlreichen, recht fossilreichen Lagen keine stärkere tektonische Bearbeitung zeigen. Die Platten mit den zahlreichen Versteinerungen besitzen eine ganz normale Erhaltung der Skulpturen, obwohl sich die Kössener Schichten hier im Liegenden der Krabachjochdecke befinden.

Die Kössener Schichten der oberen Wangscharte lagern allerdings nicht unmittelbar unter dieser Schubmasse, sondern werden von derselben noch durch einen Keil von Hauptdolomit getrennt. Dieser Keil schaltet sich erst an der Westseite des Trittwangkopfes ein.

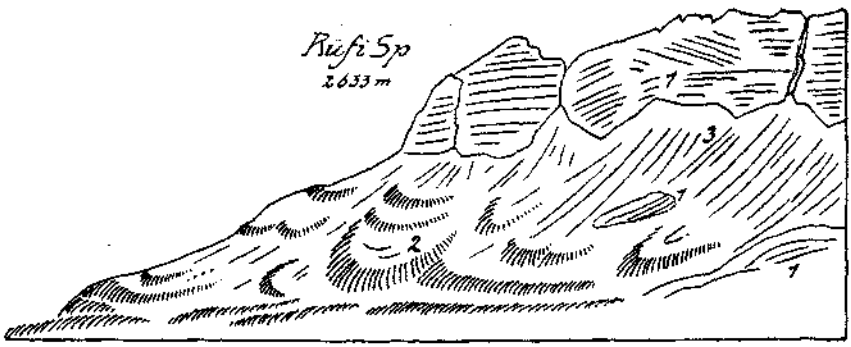

Fig. 4. 1 = Hauptdolomit. 2 = Endmoränenwälle der Schlußeiszeit. 3 = junge Schutthalden.

Er begleitet von dort unseren Zug von Kössener Schichten bis in eine Scharte zwischen Rauhem Kopf und Krabachspitze unmittelbar an den Abbruch ihrer Nordwand.

Die Krabachjochdecke liegt also nur im S unmittelbar auf den Kössener Schichten.

Dann stellen sich am Westrande der Krabachjochdecke der Reihe nach eine Scholle von Aptychenkalken, eine von oberrätischem Kalk und an der Wangscharte endlich eine Scholle von Hauptdolomit ein.

Diese Schollen treten nicht übereinander, sondern, soweit man sehen kann, nebeneinander auf.

Unter ihnen streichen die Kössener Schichten geschlossen durch und ober ihnen der Muschelkalk, der die Basis der Krabachjochdecke bildet.

Eine greifbare tektonische Verbindung besteht nicht zwischen diesen Schollen.

Es ist wahrscheinlich, daß dieselben durch den Vorschub der Krabachjochdecke aus ihren ursprünglichen Verbänden herausgerissen wurden und hier als „Schubstrandgut" zur Ablagerung kamen. Sie sind nach ihrer Form und Lagerung entweder aus S oder aus SO herbeigefrachtet worden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bei der Hauptdolomitscholle ist nur eine Verschiebung aus geringer Entfernung zur Erklärung ihrer derzeitigen Lage nötig.

Die Kössener Schichten der Wangscharte gehören ins Hangende der Inntaldecke, deren Hauptmasse hier unter der Nordwestecke der Krabachjochdecke aus Hauptdolomit besteht.

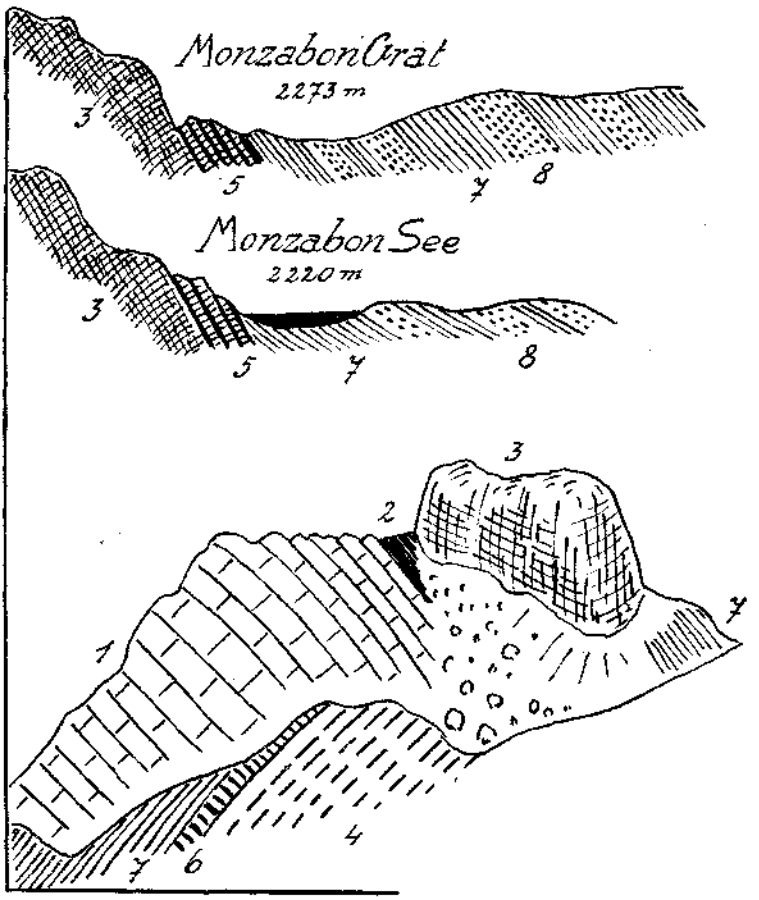

Fig. 5. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätischer Kalk. 4 = Hornsteinreiche Fleckenmergel. 5 = Tithonflaserkalke — Kalkbreccien mit Hornsteinstücken. 6 = Fischzahnbreccie. 7 = Kreideschiefer. 9 = poröse Kreidesandsteine.

Dieser Hauptdolomit formt auch den schroffen Gipfel der Rüfispitze, 2633 *m*, an dessen Südostseite sich ein reiches Gehänge von Moränenbogen, Fig. 4, erhalten hat.

Übersteigt man von der oberen Wangscharte aus den Kamm, welcher von der Rüfispitze über Gümplekopf—Rauhen Kopf zur Krabachspitze leitet, so gelangt man am Fuß der Steilwände zu der scharf geschnittenen Schubfläche mit der hier die Inntaldecke auf den Kreideschiefern der Lechtaldecke ruht.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In diese mächtigen und weichen Massen von Mergeln, Schiefern, Sandsteinen und Breccien ist hier das schöne Kar des Ochsengümple eingesenkt.

Die Aufschlüsse in den mit zirka 45° gegen S einfallenden Kreideschiefern sind von hervorragender Schönheit und leichter Zugänglichkeit.

Zwischen den weichen Seidenschiefern und den verschiedenartigen Mergeln ragen hier zackige, kleine Mauern von bräunlichen Sandsteinen hervor. Diese Sandsteine sind von breiten Klüften kreuzweise zerschnitten, die mit einer perlmutterschalenartigen Kalkmasse ausgeheilt sind.

Das Liegende der Kreideschiefer bilden Felskuppen von oberrätischem Kalk, die streckenweise von roten Liaskalken sowie von Tithonkalkbreccien überlagert werden. Sehr gute Aufschlüsse liefert hier die Umgebung des schön gelegenen kleinen Monzabonsees.

Der Monzabonsee, Fig. 5, liegt an der Südseite des Monzabonkopfes in einer Höhe von 2220 *m* noch ganz auf Kreideschiefern, grenzt aber mit seinem Nord- und Westufer unmittelbar an die roten Tithonkalke an. Am Monzabongrat legen sich die Kreideschiefer anscheinend konkordant auf die Tithonkalke. Diese letzteren stoßen unmittelbar an die ungeschichteten oberrätischen Kalke.

Die Tithonkalke in der Umgebung des Monzabonsees sind dunkelrote, schlierige, sandige Kalke, reich an Belemniten und teilweise aufgelösten, angefressenen Ammonitenschalen. Vielfach bestehen sie aus Kalkbreccien mit blauschwarzen Mangankrusten und vielen roten Hornsteinstücken.

Wir haben auch hier wieder zwei deutliche Transgressionen vor uns, die ältere des Tithons und die jüngere der Oberkreide.

Die Tithonkalke liegen auf einem scharf eingeschnittenen Relief. Sie transgredieren bis auf den oberrätischen Kalk. An anderen Stellen sind noch die mit dem Oberrätkalk verschweißten, blaßroten, dichten, muschelig brechenden Liaskalke erhalten. An anderen Stellen sind auch noch Fleckenmergel und Hornsteinkalke vorhanden.

Diese Tithontransgression ist in der Umgebung des Flexenpasses recht deutlich ausgesprochen, verliert aber sowohl nach O als auch gegen W zu sehr rasch an Bedeutung.

Nördlich des Lechs treten diese typischen Tithonkalke nur noch in einem kleinen Rest an der Ostseite der Mohnenfluh auf. Sie setzen hier eine kleine Schubscholle zusammen, welche auf Kreideschiefern ruht, Kuppe 2135 *m*.

Diese Tithonkalkscholle westlich oberhalb der Gaisbühelalpe hat nur etwa einen Durchmesser von 200 *m* und besteht aus hellgrauen und roten flaserigen Tithonkalken, die von grünen und roten Hornsteinkalken sowie von Fleckenmergeln unterlagert werden.

Die Fleckenmergel bilden die Sohle der Schubmasse unmittelbar über Kreideschiefern. Die Fleckenmergel haben eine wesentlich größere Verbreitung und reichen von hier bis in die Scharte zwischen Mohnenfluh und Juppenspitze hinein.

Dabei werden dieselben von jener eigenartigen Breccie überlagert, welche durch die Führung von hellen Phyllitstückchen ausgezeichnet ist. Ich habe diese Breccie, welche auch schon von Mylius und Benzinger erwähnt wurde, im Jahrbuch 1930 näher beschrieben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Gegen SW verschwindet die Tithonschuppe samt ihrer Unterlage sehr rasch.

Hier finden wir, wie Fig. 6 angibt, auf derselben Basis von dunklen, weichen Kreideschiefern nur mehr eine Scholle von hellgrauer Rauhwacke, die wohl in die Serie der Raibler Schichten hineingehört.

Diese Rauhwacken setzen sich an der Südseite der Mohnenfluh über die Raucheggmähder bis zur Götzner Alpe fort und stehen dort dann mit den mächtigen Rauhwacken an der West- und Nordseite des Kriegerhorns in geschlossenem Zusammenhang.

Die Scholle mit den Tithonkalken sowie eine ganze Reihe von kleinen südlich und östlich benachbarten Schollen von Aptychenkalken, Hornsteinkalken und Hauptdolomit gehören also ins Liegende der großen Schubmasse von Mohnenfluh—Kriegerhorn hinein.

Für die Tithonkalkscholle an der Ostseite der Mohnenfluh, Punkt 2135 *m*, ist dieser Befund insofern merkwürdig, als sich sonst diese Faziesausbildung hier nur in den Hangendschichten der Lechtaldecke

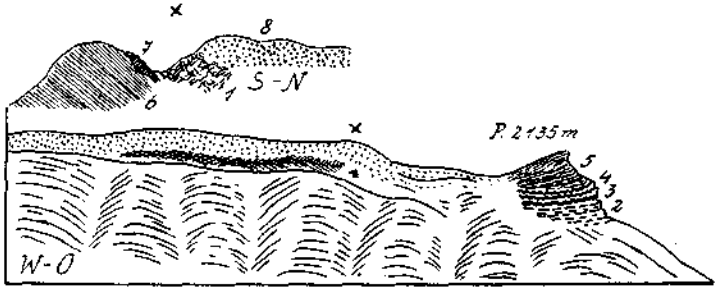

Fig. 6. 1 = gelbgraue Rauhwacke. 2 = Fleckenmergel. 3 = rote Hornsteinkalke. 4 = grüne Hornsteinkalke. 5 = hellgraue und rote Tithonkalke. 6 = Kreideschiefer. 7 = Sandsteinblöcke mit Orbitulinen. 8 = Moränenwall.

in der Gegend des Flexenpasses findet. Man muß also wohl annehmen, daß die Tithonkalke doch aus dem Hangenden der Lechtaldecke stammen und vielleicht bei der Stirneinrollung dieser Schubmasse in ihr Liegendes gekommen sind. Die aufrechte Lage unserer Scholle stimmt allerdings mit einer Überrollung nicht überein. Vielleicht ist aber diese Scholle noch vom Rande abgeglitten, bevor es zu einer Überkippung gekommen war.

Eine interessante Ergänzung zu diesen Schollen im O von Mohnenfluh—Kriegerhorn liefern die neu aufgefundenen Schollen bei der Unteren und Oberen Partnomalpe im Großen Walsertal. Wir befinden uns hier zirka 14 *km* weiter westlich, aber noch immer am Rande derselben großen Schubmasse, welche die mächtigen Gipfel von Braunarlenspitze—Hochlichtspitze—Johannesköpfe—Hirschenspitze—Misthaufen—Betteltritt zusammensetzt. Bei der unteren Partnomalpe (1554 *m*, Fig. 7) tritt nun einerseits eine schmale längere Scholle von lichtem, grünlichgrauem Aptychenkalk auf, anderseits rote Hornsteinkalke sowie eine buntstückige Kalkbreccie, ganz ähnlich jener an der Ostseite der Mohnenfluh. Einschlüsse von Phyllit habe ich keine gesehen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Aptychenkalke bilden eine 200—250 *m* lange, schmale Scholle von ostwestlichem Streichen. Am Ostende dieser Scholle stellen sich dann die bunten Kalkbreccien ein.

Der lichte, muschelig springende Aptychenkalk zeigt sich von violetten Suturen durchzogen und enthält stellenweise massenhaft kleine Aptychen.

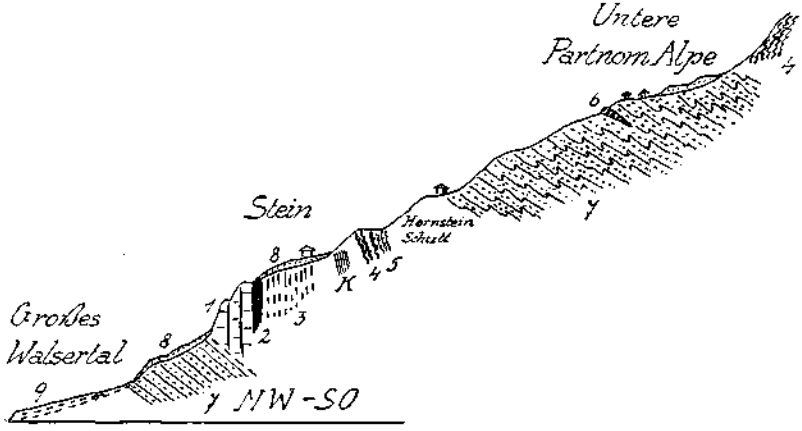

Fig. 7. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. = Fleckenmergel. 4 = Hornsteinkalke. 5 = Aptychenkalke. 6 = Scholle von lichtem, grünlichgrauem, muschelig brechendem Kalk mit violetten Suturen und vielen kleinen Aptychen. 7 = Flysch. 8 = Moränen. 9 = Schuttkegel. *K* = lichte, milde, hellgraue Mergel.

Er erinnert in seinem Aussehen sehr an die lichten Tithonkalke der Gegend nördlich von Tannheim.

Unter und ober diesen Schollen der Unteren Partnomalpe begegnen wir Aufschlüssen von typischem Flysch.

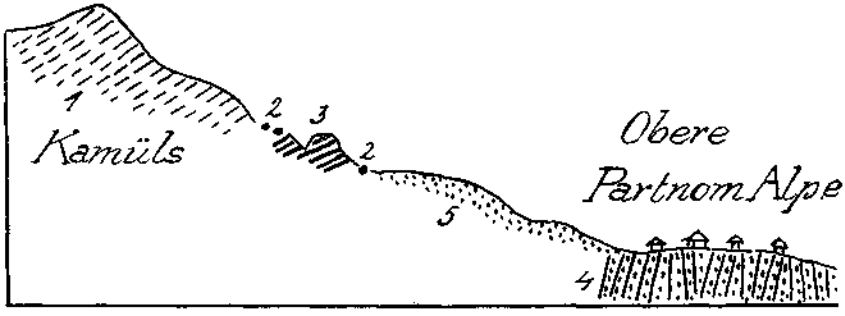

Fig. 8. 1 = Fleckenmergel. 2 = rote Kalke und rote Hornsteine in Trümmern. 3 = weißer, feinstreifiger Gips mit Doline. 4 = Flyschsandsteine und Schiefer. 5 = Moräne.

Der Flysch läßt sich von der Unteren Partnomalpe nun geschlossen in südlicher Richtung etwa $1^1/_2$ *km* zur Oberen Partnomalpe verfolgen.

Das Streichen bleibt dabei ostwestlich, das Fallen wechselt jedoch häufig seine Richtung. Es ist dies der Ausdruck für eine lebhafte Kleinfaltung, welche hier offenbar die obersten Flyschschichten beherrscht. Zwischen der Unteren und Oberen Partnomalpe lagert auf dem Flysch eine kleine Scholle von Hauptdolomit.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Südöstlich von der Oberen Partnomalpe, 1693 *m*, tritt nun oberhalb eines Moränenwalles, Fig. 8, eine Scholle von feingebändertem Gips auf, der flach gegen S zu einfällt. In diese Gipsscholle ist ein tieferer Trichter eingefressen. Rings um die Gipsscholle liegen Trümmer von roten Hornsteinen und roten Jurakalken herum.

Die Gipsmasse gehört höchstwahrscheinlich in die oberen Raibler Schichten hinein. Etwa 1 *km* weiter südlich tritt ja die große Gipsmasse der Lagutzalpe auf, die von Rauhwacken begleitet wird.

Wir finden also hier bei den Partnomalpen wiederum die tektonische Verknüpfung von Schollen des oberen Jura und des Hauptdolomits mit typischen Gliedern der Raibler Schichten.

Am Nordrande unserer großen Schubmasse fehlen solche Schollen. Dafür tritt hier einerseits die Einrollung der Schubstirne, anderseits die Aufschürfung des Untergrundes in prachtvoller, großzügiger Entwicklung dem Beobachter entgegen.

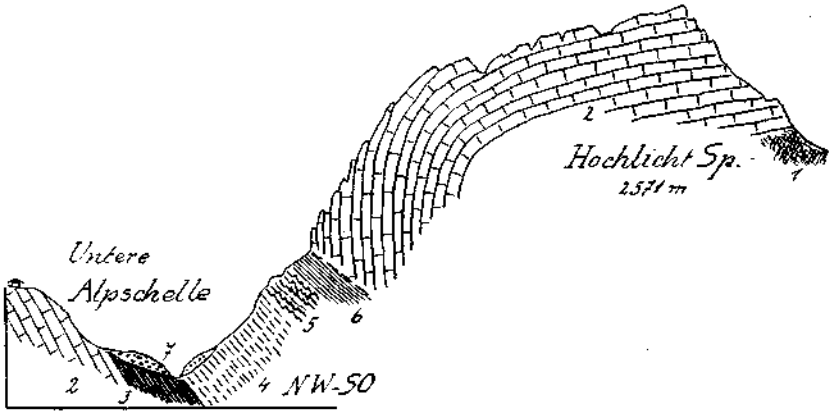

Fig. 9 *a*. 1 = Rauhwacken der Raibler Schichten. 2 = Hauptdolomit. 3 = Kössener Schichten. 4 = Fleckenmergel. 5 = Hornsteinkalke und Aptychenkalke. 6 = Kreideschiefer. 7 = Moränen.

Das schöne Profil der Braunarlenspitze habe ich bereits in diesem Jahrbuch, 1925, zur Abbildung gebracht.

An dieses Profil schließt sich im O jenes der Mohnenfluh, im W die hier folgenden Profile von Hochlichtspitze—Alpschelle, Johanneskopf—Mutterwang—Feuerspitze, Misthaufen—Gaadenalpe und Madonnakopf—Wangspitze an. Fig. 9 *a*, *b*, *c*.

Diese Profile bringen alle die kraftvolle Gestaltung der Schubstirne eindrucksvoll zur Geltung. In der Natur ist der Eindruck und die Lebendigkeit dieser Bewegungsformen geradezu überwältigend. Die hochaufragenden Felsbauten sind von einem derartigen inneren Schwung ihrer Architektur durchdrungen, daß man sich nicht wundern würde, wenn dieselben aufs neue ihren Marsch fortsetzen würden.

Eine riesenhafte Bewegung hat hier mit monumentaler Gebärde Halt gemacht. Dazu kommt noch, daß die Nordfront der Schubmasse durch reiche Quellen aufs schönste verziert wird.

Die steil abgebogenen Schichten des Hauptdolomits sammeln die Niederschläge, welche dann an der Schubbahn unmittelbar über den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

dichten Kreideschiefern als prächtige, vielsträhnige Quellen hervorbrechen. Besonders schöne derartige Quellen treten bei der Alpe Gaaden und bei der Alpe Alpschelle auf. Ihre Lage ist im ganzen Schichtengebäude wunderbar klar vorgezeichnet.

Die Einheitlichkeit der Stirnbiegung erscheint an dem Profil des Madonnakopfes, Fig. 9 *c*, von sekundären Schubflächen zerschnitten. Diese Schubflächen zerlegen die Schubstirne in drei keilförmige Stücke mit

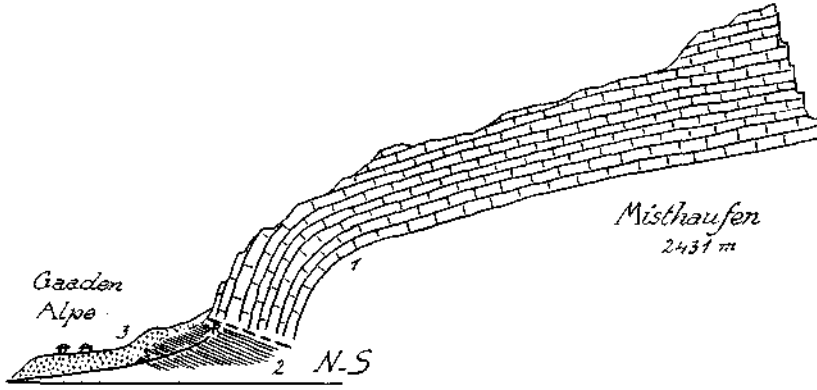

Fig. 9*b*. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kreideschiefer? — Fleckenmergel? 3 = Moränenwälle.

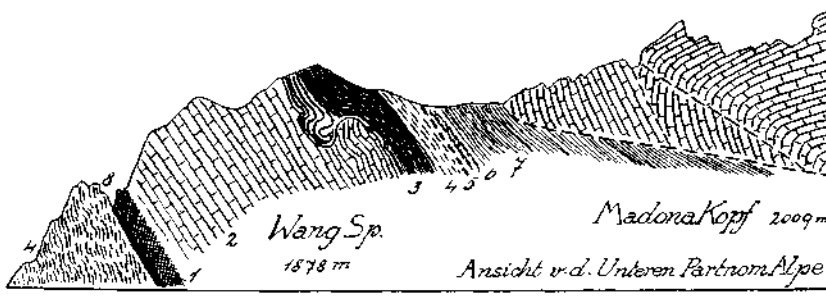

Fig. 9*c*. 1 = Rauhwacken der Raibler Schichten. 2 = Hauptdolomit. 3 = Kössener Schichten. 4 = Fleckenmergel mit schmaler Lage von Manganschiefer. 5 = rote und grüne Hornsteinkalke. 6 = lichtgraue Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer und Sandsteine. 8 = verdrückte Zone von Flysch — schwarze glimmrige Sandsteine—Fukoidenmergel—bunte Quarzbreccie.

geringer gegenseitiger Verschiebung. Sie sind ebenfalls wieder ein sinnfälliger Ausdruck für die große Gewalt, mit welcher hier die Bewegung der Gesteinsmassen zum Stillstand gebracht wurde.

Nach der Form der Stirnbiegung ist es am wahrscheinlichsten, daß die Bewegung an einer Gegensteigung des Untergrundes zur Abbremsung kam.

Die Stirne der Lechtaldecke wird zwischen Mohnenfluh und Madonnakopf von Hauptdolomit gebildet. Es gibt aber eine Stelle, welche uns beweist, daß in die Stirnbildung unserer Decke wenigstens streckenweise auch noch die jüngeren Schichten mit einbezogen wurden. Diese Stelle ist an dem kühnen Gipfel der Feuerspitze, Fig. 9, erhalten geblieben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dieser Gipfel stellt eine heftig zusammengeknäuelte Mulde vor, mit einem Kern von Fleckenmergeln und Aptychenkalk. Die Fleckenmergel sind reich an Hornsteinen und bilden infolgedessen außerordentlich steile Wände.

Die unter den Fleckenmergeln liegenden oberrätischen Kalke und Kössener Schichten sind in wunderbar lebhafte Faltungen geworfen. Diese Kössener Schichten bilden den milden Mutterwangsattel und stellen hier die sedimentäre Verbindung mit der südlichen Faltenstirne von Hauptdolomit her. Die Kössener Schichten des Mutterwangsattels sind sehr reich entwickelt mit prächtiger, gut erhaltener Fossilführung.

Im N ist die Mulde der Feuerspitze auf einen Streifen von Kreideschiefern aufgeschoben.

Die Mulde des Gipfels der Feuerspitze greift nicht in die Tiefe der benachbarten Täler hinab. Sie wird durch eine Schubfläche von den unter ihr liegenden jüngeren Schichten getrennt.

Diese Trennung des Gipfelaufbaues von dem Unterbau hat auch bereits schon J. Gubler auf seinem Querschnitte, Prof. VI, zur Darstellung gebracht.

Seine Zeichnung der Feuerspitzmulde ist aber zu steil ausgefallen. Dies erkennt man besonders deutlich an der Westseite der Feuerspitze, welche gegen das Rothenbrunner Tal zugekehrt ist und auf der Zeichnung, Fig. 10, dargestellt erscheint.

Die Wirkung der machtvollen Vorbewegung der Lechtaldecke ist aber keineswegs auf die Bildung der Stirnfalte beschränkt.

Durch den Vordrang der riesigen Gesteinsmassen wurde auch der Untergrund in Mitleidenschaft gezogen.

Dies äußert sich in verschiedener Weise. An manchen Stellen wurden die höheren Schichten des Unterbaues von den tieferen abgeschert.

Dieser Fall ist besonders deutlich östlich von der Feuerspitze bei der Alpschelle ausgebildet.

Fig. 11 legt das hiehergehörige Profil vor. Wir sehen, daß die ganze obere Schichtenserie von ihrem Untergrund abgeschert und etwas gegen N zu vorgeschoben wurde. Es liegen die Fleckenmergel unmittelbar auf den steilgestellten Schichten des Hauptdolomits.

Die Fleckenmergel enthalten hier eine Zone von Manganschiefern. Die Schichten reichen geschlossen bis zu den Kreideschiefern. Diese letzteren zeigen jedoch eine merkwürdige tektonische Beschaffenheit. Sie führen nämlich viele meist kleine Einschlüsse von Aptychenkalk und grünem Hornstein.

Es sind dies einerseits kleine, flache Scherben, anderseits flache Schollen von Aptychenkalk und Hornstein, die parallel zur Schichtung der Kreideschiefer eingeschlichtet sind.

Es macht den Eindruck, als wären diese Schollen wie Muster in den Stoff der Kreideschiefer eingewebt. Jedenfalls hat hier eine sehr intensive mechanische Vermischung der Gesteine stattgefunden.

Eine andere Form der Einwirkung des Vorstoßes der großen Masse tritt uns an dem schönen Profil vom Madonnakopf zur Wangspitze entgegen.

Es handelt sich hier um einen Vorstoß des obersten Teiles des Hauptdolomits. Ohne die Auflagerung der tektonisch hochempfindlichen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

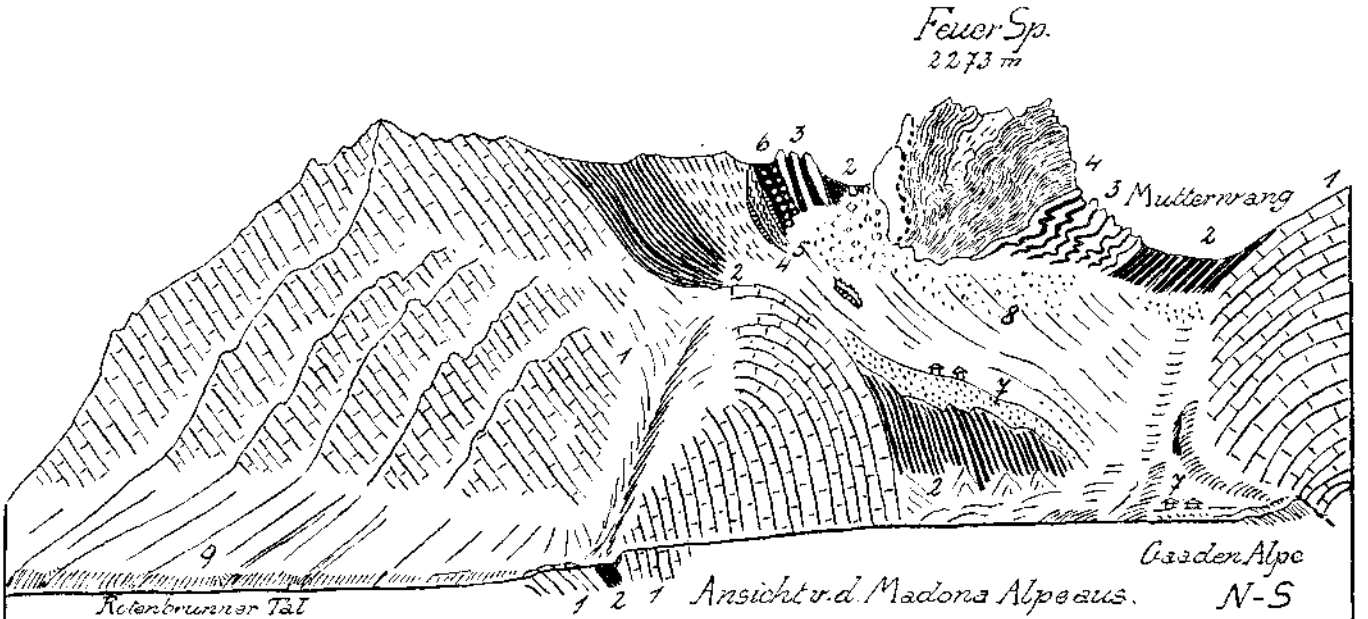

Fig. 10. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten mit oberrätischen Kalken. 3 = oberrätische Kalke mit roten Liaskalken. 4 = Hornsteinreiche Fleckenmergel. 5 = Hornsteinkalke und Aptychenkalke. 6 = Kreideschiefer. 7 = Moränen. 8 = Blockhalden. 9 = Hangschutthalden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kössener Schichten würde man diesen teilweisen Vorstoß der Hauptdolomitschichten kaum bemerken. So aber bilden die Kössener Schichten den an sich ziemlich kleinen Vorstoß der hangenden Teile des Hauptdolomits sehr hübsch ab.

An der Westseite der Wangspitze ist dieser Vorstoß nur ziemlich geringfügig. In der Richtung gegen O zu gewinnt er aber an Bedeutung. Wir sehen hier auf der Zeichnung der Feuerspitze denselben Vorstoß schon viel beträchtlichere Dimensionen annehmen.

Wir erkennen aus diesen Befunden, daß durch den Vorschub und die Abbremsung einer schweren Schub- oder Gleitmasse auch noch im tieferen Untergrund eine Art von unterdrückter Faltenbildung angeregt werden kann.

Die Lechtaldecke, deren Stirnrand wir soeben eingehender betrachtet haben, wird gegen W zu von tiefgreifenden Verwerfungen zerstückelt

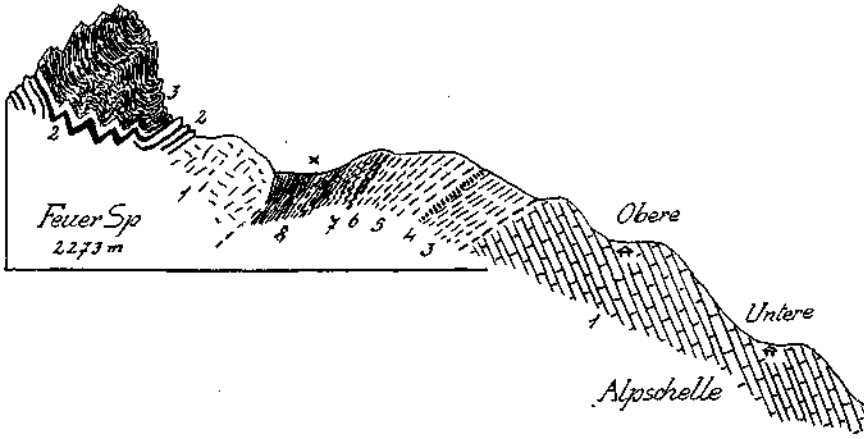

Fig. 11. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten und oberrätische Kalke. 3 = Fleckenmergel. 4 = Manganerzzone. 5 = Fleckenmergel. 6 = rote und grüne Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke 8 = Kreideschiefer mit Schuppen und Schollen von Hornsteinkalken und Aptychenkalken. × = Scholle von Manganschiefern.

Die größte dieser Verwerfungen ist die sogenannte „Formarinstörung", über deren Verlauf und Gestaltung ich schon mehrmals berichtet habe.

Eine zweite ähnliche Verwerfung schneidet am Klesenzajoch durch. Diese Verwerfung bringt hier zwischen dem Hauptdolomit der Hirschenspitze und jenem des Schönbühels eine schmale Zone von typischen Flyschgesteinen an die Oberfläche. Ich habe die Lagerungsverhältnisse an diesem merkwürdigen kleinen Fenster bereits im Jahrbuch 1930 beschrieben.

Die Gesteine, insbesondere die grünen Ölquarzite (Glaukonitsandsteine), sind denselben Typen aus den Fenstern des Rätikons völlig ähnlich.

Wie ich schon 1930 angegeben habe, ist das Fenster des Klesenzajoches von dem nächsten Flyschgebiet bei der Partnomalpe zirka 7 *km* entfernt. In dem Flyschgebiet der Partnomalpe habe ich allerdings bei meinen Begehungen keine Spur von Glaukonitsandsteinen beobachtet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zwischen der großen Formarinstörung und der Störung vom Klesenzajoch ist nun ein Schichtenstreifen der Lechtaldecke zu einer von SO nach NW streichenden Mulde verbogen. Dieser eingebogene Schichtenstreifen enthält die höchste Erhebung der westlichsten Lechtaler Alpen. die 2706 *m* hohe, vergletscherte Rote Wand.

Die Formarinstörung und die Klesenzastörung streichen beide von SO gegen NW, aber nicht ganz parallel. Sie nähern sich einander und münden beide eng nebeneinander in das oberste Marultal ein.

Der Niederleger der Lagutzalpe befindet sich hier zwischen den beiden Störungen.

Bei der Beschreibung des Marultales werden wir nochmals auf diese Verwerfungen und die von ihnen bewirkte Störung eines relativ schmalen Gebirgsstreifens zurückkommen.

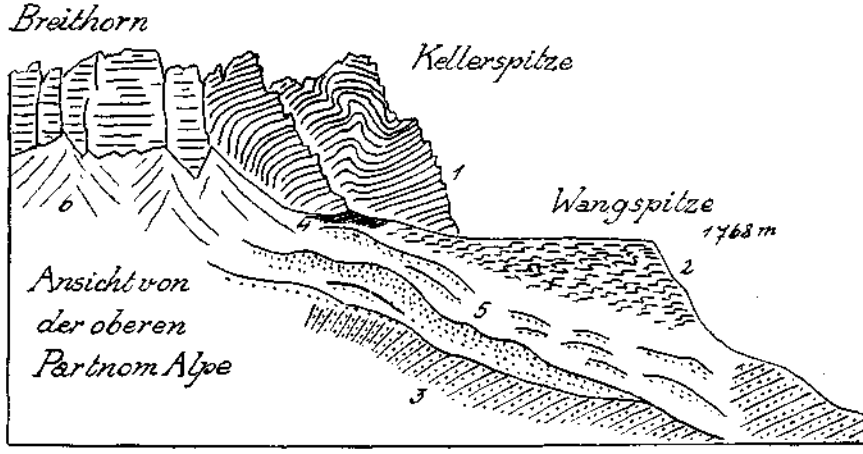

Fig. 12. 1 = Hauptdolomit. 2 = Fleckenmergel. 3 = Flysch. 4 = Kreideschiefer. 5 = Moränenwälle der Schlußeiszeit. 6 = junge Schutthalden.

Vorher müssen wir aber noch die weitere Fortsetzung der Lechtaldecke gegen W zu verfolgen.

Von dem Kammstück Bettlertritt—Huttlerspitze—Madonnakopf bricht die hohe Hauptdolomitwand gegen S und gegen W mit Steilstufen nieder.

Nördlich von der Klesenza Alpe zieht am Fuße dieser Wand die schon erwähnte Klesenzastörung durch. Von hier gegen W zu setzt sich der Vorderrand der Lechtaldecke als ein zusammenhängender, aber wesentlich niedrigerer Felswall von Hauptdolomit fort.

Er umsäumt zunächst das bereits im Jahrbuch 1930 abgebildete Halbfenster der Klesenza Alpe, erhebt sich von dort zum Grongkopf und bildet endlich den langen Felskamm von Breithorn und Kellerspitze. Dieser Felskamm ist im N auf die Flyschschichten der Partnom- und Sterisalpe überschoben wie die Profile Fig. 12 leicht zu erkennen geben.

Auch auf der Südseite wird unser Kamm im Bereiche des Marultales von jungen Schichten unterlagert. Wir haben es also mit einer

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

freischwebenden, zirka 6 *km* langen und dabei nur höchstens 1 *km* breiten Deckscholle von Hauptdolomit zu tun, welche östlich von Marul ihr Ende findet.

Durch die Formarinstörung wird diese Deckscholle von dem großen südlichen Anteil der Lechtaldecke abgetrennt, welcher das Gebirge von Schafberg—Weißes Rössel—Gamsfreiheit—Geisberg umfaßt.

Diese gewaltige, flach nordfallende Platte von Hauptdolomit wird von Raibler Schichten, Arlbergschichten, Partnachschichten, Muschelkalk, Buntsandstein unterlagert. Die älteren Schichten kommen aber nur am Südrand unserer Platte zum freien Ausstrich, während auf der Nordseite unter dem Hauptdolomit nur noch Anteile der Raibler Schichten, vor allem Rauhwaken und Gips, auftauchen.

Am auffallendsten ist hier der Ausstrich eines Gipslagers im obersten Marultal, das über 1 *km* lang und gegen $^1/_2$ *km* breit aufgeschlossen ist.

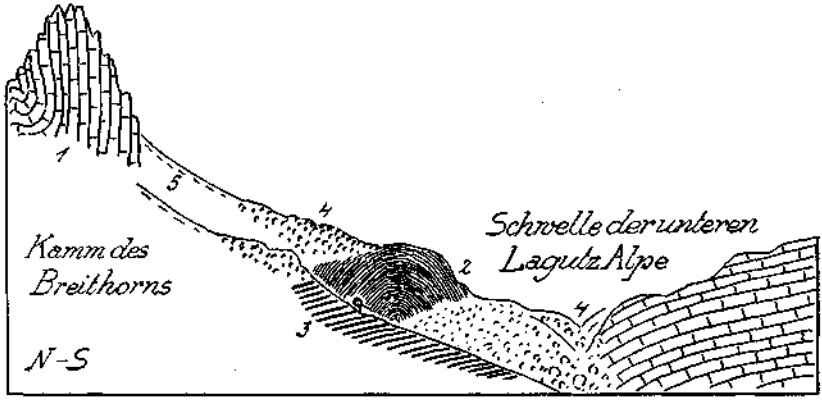

Fig. 13. 1 = Hauptdolomit. 2 = mächtige Kuppel von Streifengips, stark gegen NW zu überfältelt. 3 = schöne Tafeln von seidigen Kreideschiefern. 4 = Moränenblockwerk mit Liaskalken. 5 = junge Schutthalden.

Es gibt der Gegend nordwestlich von der großen unteren Lagutzalpe mit seinen zahlreichen Trichtern ein sehr charakteristisches Aussehen.

Fig. 13 bringt eine Ansicht von dem Westende dieser Gipszone im obersten Marultal. Unter den feingebänderten Gipsmassen streichen hier wieder die flachgelagerten Schichten der Kreideschiefer aus.

Wir werden eindringlich an das tektonische Auftreten der Gipslager nördlich von Lech erinnert, welche ebenfalls auf Kreideschiefer vorgeschoben sind.

Dieses große Gipslager gehört ins Liegende der langen Deckscholle Grongkopf—Kellerspitze hinein. Kleine Reste von Gips und Rauhwacken habe ich auch noch am Nordfuß der Deckscholle bei der oberen Partnomalpe, Fig. 8, und oberhalb der Sterisalpe, Fig. 12, entdeckt.

In beiden Fällen handelt es sich aber nur mehr um ganz kleine Gesteinsmassen. Der weitaus größte Teil der Raibler Schichten ist schon weiter südlich zurückgeblieben. Der Unterbau der Deckscholle des Kammes Grongkopf—Kellerspitze ist auch nicht so einfach, als ihn die früheren Aufnahmen vermuten ließen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Er besteht aus zwei ganz grundverschiedenen Bauelementen, mit denen wir uns nun noch eingehender zu beschäftigen haben.

Den Sockel des Gebirges setzen in großer Mächtigkeit Flyschzonen zusammen. Sie sind besonders gut an der Westseite, entlang des tiefen Einschnittes des vorderen Marultales erschlossen.

Sie nehmen bei einem Streichen von SW gegen NO vorherrschend steile Schichtenneigungen ein. Dies gilt vor allem für die südlichen Teile der Flyschmasse, während sich die Neigung im nördlichen Abschnitt, der schon dem Großen Walsertal angehört, mehr verflacht.

Nachdem dieselbe südfallende Lagerung auch die Flyschmassen auf der Nordseite des Walsertales beherrscht, haben wir wohl eine enge Faltung der Flyschgesteine vor uns, weil sonst die Mächtigkeit des Flysches hier unmöglich große Dimensionen erreichen würde.

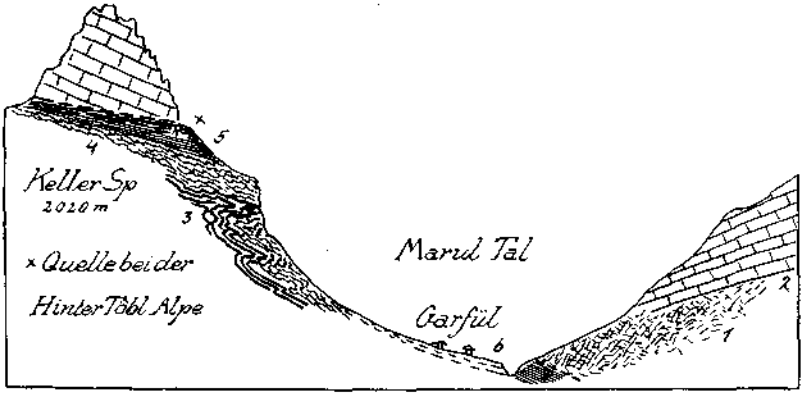

Fig. 14. 1 = Rauhwacken und Dolomitmylonit der Raibler Schichten. 2 = Hauptdolomit. 3 = rote Hornsteinkalke. 4 = Aptychenkalke. 5 = Kreideschiefer. 6 = Hangschutthalden. × = starke Quellen an der Schubfläche.
Strukturbild des mühsamen Berganstieges der Schubmasse.

Man würde hier in dem Querprofil von Marul über das Große Walsertal gegen Damüls eine Flyschmächtigkeit von 7 bis 8 *km* erhalten. In Wirklichkeit liegt eine eng zusammengefaltete Schichtenfolge vor, deren Detailstruktur heute noch nicht bekannt ist.

Die südliche Grenzfläche des Flysches fällt mit steiler Neigung gegen das mittlere und obere Marultal ein.

Auf dem Flysch lagert hier aber nicht unmittelbar die Deckschubmasse aus Hauptdolomit, sondern eine Schichtenfolge, welche von den Fleckenmergeln über Hornsteinkalke, Aptychenkalke zu den Kreideschiefern reicht.

Diese Schichten bilden im mittleren Marul mit steilen Wandstufen das nördliche Talgehänge.

Auf der Karte von J. Gubler ist diese Zone irrtümlich mit der Signatur der Raibler Schichten eingetragen.

Besonders schön sind die Aufschlüsse oberhalb von Garfül bei der Hintertöblalpe, Fig. 14.

Hier ist die Auflagerung der Deckschubmasse außerordentlich klar erschlossen. Der Hauptdolomit lagert auf fein geschichteten, weichen,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

seidigen Kreideschiefern. Unter ihnen bilden die Aptychenkalke und mit ihnen verfaltete rote und grüne Hornsteinkalke eine mächtige Wand.

Überschreitet man von der Töblalpe aus den Kamm der Kellerspitze, so ist man erstaunt, schon bald unter dem Hauptdolomit wieder auf den Flysch zu stoßen. Es sind aber zwischen dem hangenden Hauptdolomit und dem liegenden Flysch auch hier noch Kreideschiefer, Aptychenkalke, Hornsteine und Fleckenmergel eingeschaltet.

Wie der Querschnitt Fig. 15 lehrt, erklären sich die eigentümlichen Verhältnisse hier etwa auf folgende Weise.

Der Flysch bildete bereits zur Zeit des Vorschubes der Lechtaldecke einen Steilhang.

An diesem Steilhang wurde die Vorwärtsbewegung der von SO vorrückenden Gesteinsmassen stark gehemmt. Deshalb erscheinen die jungen Schichten vor diesem Hindernisse mächtig angeschoppt. Durch diese angeschoppten Schichten wurde der nachrückenden höheren Masse teilweise der Weg, geebnet und sie konnte sich so mit flacher Bahn oben auflegen. Vergleicht man aber die Lage unserer Deckscholle mit jener der südlicheren Masse der Lechtaldecke, so macht sich auch hier noch die Wirkung der Formarinstörung deutlich genug bemerkbar.

Der südliche Teil der Lechtaldecke erscheint gegen den abgetrennten nördlichen Teil hier um zirka 400 *m* abgesenkt.

Damit kommen wir nun zu einer Möglichkeit, die Entstehung der „Formarinstörung" zu erklären.

Die Formarinstörung und die Klesenzastörung münden in die Furche des obersten Marultales ein.

Das Marultal selbst verläuft in seinem oberen und mittleren Teil offenbar an der Südseite der eben besprochenen Erhebung der Flyschgesteine.

Der Flysch bildet da eine mächtige Erhebung, die von SW gegen NO zu streicht und dann im Fenster der Partnomalpe endet.

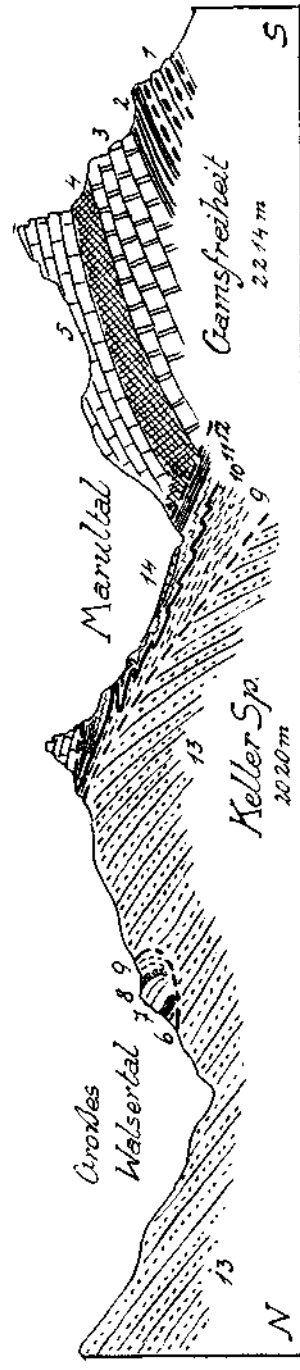

Fig. 15. 1 = Muschelkalk. 2 = Partnachschichten. 3 = Arlbergkalke. 4 = Raibler Schichten. 5 = Hauptdolomit. 6 = Küssener Schichten. 7 = Oberrätkalke. 8 = rote Liasbreccienkalke. 9 = Fleckenmergel. 10 = Hornsteinkalke. 11 = Aptychenkalke. 12 = Kreideschiefer. 13 = Flysch. 14 = Schutthalden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dieser Flyschrücken kann mit großer Wahrscheinlichkeit als ein Gebilde der Erosion angesehen werden.

Macht man diese Annahme, so ist weiter recht wahrscheinlich, daß sich südlich des alten Flyschrückens ein Flyschtal hingezogen hat. Der obere und mittlere Teil des heutigen Marultales dürfte ungefähr mit dieser alten Talfurche, wenigstens der Richtung nach, übereinstimmen.

Wenn man also die Annahme festhält, daß das Flyschgebiet schon vor dem Anschub der Lechtaldecke ein erhebliches Erosionsrelief besaß, so folgt daraus eine weitgehende Beeinflussung der darüber vorgehenden Schubmasse.

Insbesondere könnte ein tieferer und längerer Talzug die hangende Schubdecke zu einer beträchtlichen Einsenkung veranlassen.

Es ist nun recht wahrscheinlich, daß die Formarin- und Klesenzastörung einen solchen Einbruch der Lechtaldecke in eine alte Erosionsfurche des Untergrundes bezeichnen.

Jedenfalls lassen sie sich bis in das obere Marultal hineinverfolgen, an dessen Nordseite der alte Flyschrücken emportaucht. Die Formarin- und Klesenzastörung verlaufen in der Richtung von SO gegen NW und biegen im obersten Marultal gegen W zu um.

Wenn der Vorschub der Lechtaldecke hier von S gegen N zu erfolgt wäre, so hätte sich in der Lechtaldecke ein ganz anderes Kluftsystem ausbilden müssen.

Wenn dagegen der Vorschub der Lechtaldecke von SO gegen NW zu erfolgt ist, dann stimmt das vorliegende Bruchbild mit der Annahme einer Untergrundfurche ganz gut zusammen.

Auch die heftige Pressung, welche wir entlang der Formarinstörung beobachten können, wird leicht verständlich, da die Formarin- und Klesenzastörung gegen NW zu konvergieren und der zwischen diesen Führungen befindliche Teil daher beim Vorschub immer enger zusammengepreßt wurde. Für das Vorhandensein von deutlichen Spuren einer Schubbewegung von SO gegen NW im Bereiche des obersten Lechtals habe ich schon im Jahrbuch 1930 Beweisstellen abgebildet und beschrieben.

Auch im Großen Walsertal habe ich Anzeichen für Schubbewegungen von SO gegen NW gefunden.

An der Nordseite des Marultales sehen wir in den Aptychenkalkwänden oberhalb von Garfül eine große, gegen NW gerichtete Falte.

Unmittelbar unter der Deckscholle der Kellerspitze traf ich bei der schönen Quelle der Hintertöblalpe in den Kreideschiefern prächtig ausgebildete, kleine, gegen NW gerichtete Überfaltungen.

Die Feststellung von derartigen von SO gegen NW gerichteten Bewegungen darf uns aber nicht verleiten, die mindestens ebenso deutlichen, von S gegen N vollzogenen Bewegungen zu übersehen.

Der ganze Nordrand der Lechtaldecke von der Mohnenfluh bis zur Kellerspitze zeigt hier ostwestliches Streichen und ausgesprochen gegen N schauende Stirnfaltung.

Wir haben schon betont, daß das Streichen der Flyschmassen zu beiden Seiten des Großen Walsertales nicht mit dem Verlauf der Nordgrenze der kalkalpinen Schubmassen zusammenstimmt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Flyschgesteine streichen ziemlich regelmäßig von SW nach NO. Die Grenze der Trias-Jura-Kreideschubmassen fällt nicht mit diesem Streichen zusammen.

Ich betrachte in dieser Arbeit nur die Grenzverhältnisse zwischen Flysch und Kalkalpen auf der Strecke zwischen Zitterklapfen und Hohem Frassen. Für dieses Gebiet haben bereits H. Mylius im Jahre 1912 und in letzter Zeit J. Gubler im Jahre 1927 tektonische Strukturkarten veröffentlicht. Ich halte mich bei meiner Besprechung an die Arbeit von J. Gubler, weil sie wesentlich genauer als jene von H. Mylius ist.

Bevor ich aber auf die Besprechung der Strukturkarte von J. Gubler eingehe, will ich noch einige Beobachtungen und Bemerkungen über die Geologie des hinteren Großen Walsertales vorausschicken.

Das Flyschfenster der Partnomalpe wird im S, wie ich schon erwähnt habe, von der langgestreckten Deckscholle von Grongkopf—Breithorn—Kellerspitze begrenzt.

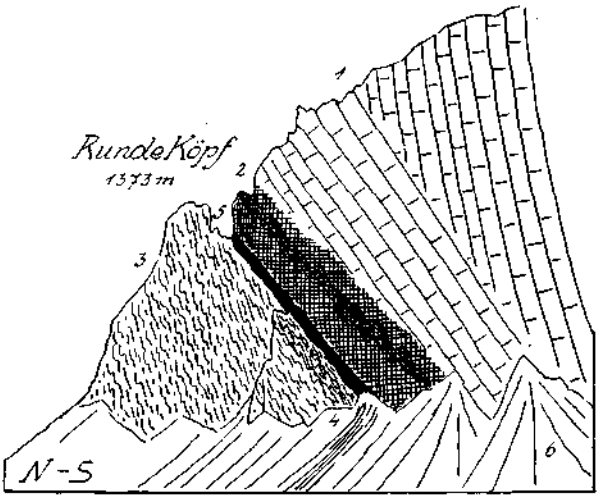

Fig. 16a. 1 = Hauptdolomit. 2 = Rauhwacken der Raibler Schichten. 3 = hornsteinreiche Fleckenmergel. 4 = Hornsteinkalke und Aptychenkalke. 5 = zerquetschte Zone von Flyschgesteinen — weißglimmrige schwarze Schiefer, Fucoidenmergel, bunte Quarzbreccien und Konglomerate.

Die Ostgrenze bildet die Schubmasse von Wandfluh und Glattmar.

Diese Schubmasse bildet die Basis der Schubmasse der Braunarlenspitze, welche wir bereits in den Profilen von Fig. 9 kennengelernt haben.

Die westlichsten Erhebungen dieser Schubmasse stellen Wandfluh und Glattmar vor.

Weiter gegen O gehören hieher die Wangspitzen, Gamsbleis und Alpschelle. Auf die beiden letzteren ist die Schubstirne der Feuerspitze aufgeschoben, Fig. 9 und 10.

Die Schuppe der Wandfluh enthält alle Schichten von den Raibler Schichten bis zu den Kreideschiefern.

Es handelt sich also bei dieser Schubmasse um die gleiche Schichtenentwicklung wie bei der Lechtaldecke, nur fehlen die älteren Triasgesteine.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Raibler Schichten, welche am Nordrande der Wandfluhschuppe auftreten, bestehen zur Hauptmasse aus einer grauen, löcherigen, dolomitischen Rauhwacke. Dieselbe ist recht gleichmäßig kleinzellig entwickelt und bildet auffallend glattwandige, oft sogar überhängende Wände.

Nur an einer Stelle, am Nordfuß der Wandfluh, fand ich Stücke von fossilführenden Raibler Kalken mit zahlreichen Cidariten.

Die Rauhwacken sind ungeschichtet und gehen mit unscharfer Grenze in den hangenden Hauptdolomit über.

Interessant ist, daß diese mylonitische Gesteinszone bei der Betrachtung aus der Ferne eigentümliche, girlandenförmige Strukturen erkennen läßt.

Fig. 16 *a* bildet eine solche Struktur ab, wie sie am Nordgehänge der Wangspitze südlich von Buchboden zu sehen ist.

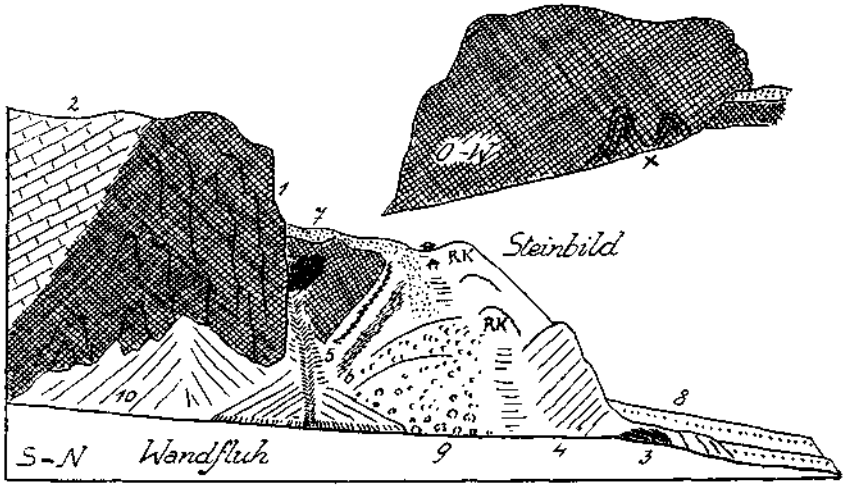

Fig. 16 *b*. 1 = Rauhwacken der Raibler Schichten. 2 = Hauptdolomit. 3 = Kössener Schichten. 4 = Oberrätkalke. 5 = Hornsteinkalke. 6 = Aptychenkalke. 7 = Grundmoränen. 8 = Schuttkegelstufen. 9 = Blockwerk. 10 = junge Schutthalden. schwarz = Fenster von Flysch. *RK* = Oberrätkalke. × = Girlandenstruktur in der Rauhwacke.

Dieselbe Struktur ist aber auch in der Nordwand der Wandfluh, Fig. 16 *b*, vorhanden.

Wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine durch die Schubbewegung hervorgerufene Falt- und Knetstruktur.

Es ist nun von Interesse zu beobachten, wie dieser Schubstreifen der Wandfluh an dem Flyschfenster der Partnomalpe eine scharfe Abbiegung gegen S zu erleidet.

Während weiter im O die jungen Schichten dieser Schubmasse ziemlich regelmäßig ostwestlich streichen und südwärts einfallen, biegen dieselben an der Südseite des Plateaus der Wandfluh rechtwinkelig gegen S zu, sogar SO zu, ab. Wir finden hier die jungen Schichten zu einer engen Mulde zusammengepreßt, die den Gipfel des Glattmar, 1927 *m*, bildet.

Diese steilgepreßte Mulde stößt unmittelbar an die ostwestlich streichenden Flyschschichten der oberen Partnomalpe. Die Flyschschichten sind in der Umgebung dieser Alpe heftig kleinwellig gefaltet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Fig. 17 gibt die geologischen Verhältnisse in einem ostwestlichen Querschnitt wieder.

Wir kommen hier wieder zu der Einsicht, daß in dem Flyschfenster der Partnomalpe offenbar ein alter Bergrücken aus Flysch auftaucht, welcher für die vordringenden Schubmassen ein schwer zu überwindendes Hindernis bildete.

Jedenfalls ist die Schubmasse der Wandfluh vor dem Flyschrücken der Partnomalpe außerordentlich scharf gegen S und SO zu abgebogen worden.

Im N wird das Flyschfenster der Partnomalpe ebenfalls von einer langen und ziemlich schmalen Schubmasse begrenzt. Diese Schubmasse hält in der Hauptsache ein ostwestliches Streichen ein.

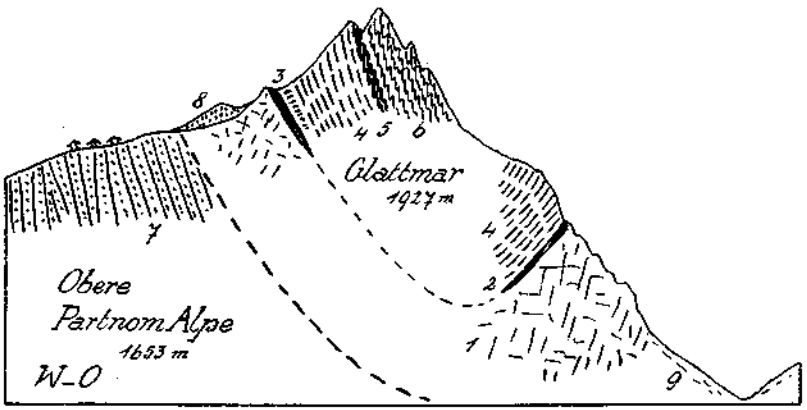

Fig. 17. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = blaurote, schmale, grellrostige Erzzone. 4 = Fleckenmergel. 5 = Hornsteinkalke. 6 = Aptychenkalke. 7 = Flysch. 8 = Moränenwall. 9 = Schutthalden.

Sie kommt ebenfalls schon weiter von O her und bildet ihrerseits wieder die Basis der Wandfluhschuppe. Sie streicht aber um mehr als 4 *km* weiter nach W als die Wandfluhschuppe.

Sie besteht aus den Gesteinen vom Hauptdolomit bis zu den Kreideschiefern.

Die Kreideschiefer sind mit den roten und grünen Hornsteinen und mit den Aptychenkalken heftig verfaltet.

Die Flyschmassen des Fensters der Partnomalpe sind etwas über diese Schubmasse vorgeschoben. Interessant ist nun das Westende dieser Schubmasse, das man an dem steilen Weg, welcher von der Garsellabrücke im Großen Walsertal über Tschenglen zur Sterisalpe leitet, gut beobachten kann. Fig. 18.

Der Hauptdolomit bildet eine Stirnfalte, welche gegen W gekehrt erscheint. Über dem Hauptdolomit stellen sich Kössener Schichten, dann oberrätische Kalke und auf diesen rote Liasbreccienkalke ein. Darüber folgen noch Fleckenmergel. Diese Faltenstirne steckt ganz zwischen den liegenden und hangenden Flyschschichten drinnen.

Wir haben also auch am Westende dieser Schubmasse wieder eine gegen W gekehrte Faltenstirne von deutlicher Ausführung zu verzeichnen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Verfolgt man die eben beschriebene Schubmasse weiter gegen W, so ergibt sich, daß dieselbe etwas innerhalb der Ortschaft Seeberg auf die Nordseite des Großen Walsertales übertritt und hier den Kamm von Blasenka—Zitterklapfen zusammensetzt. Weiter westwärts zerspaltet sich dann unsere Schubmasse in zwei Teile, von denen der nördliche die unmittelbare Fortsetzung des Zitterklapfenkammes ist und zur Niederkünzelspitze leitet, während der südliche die Hochkünzelspitze aufbaut.

Ich habe mich hier nur mit dem westlichen Teil dieser Schubmasse im Bereiche von Blasenka und Zitterklapfen zu beschäftigen. Der östliche Teil derselben ist bereits in diesem Jahrbuch 1929 von Th. Benzinger

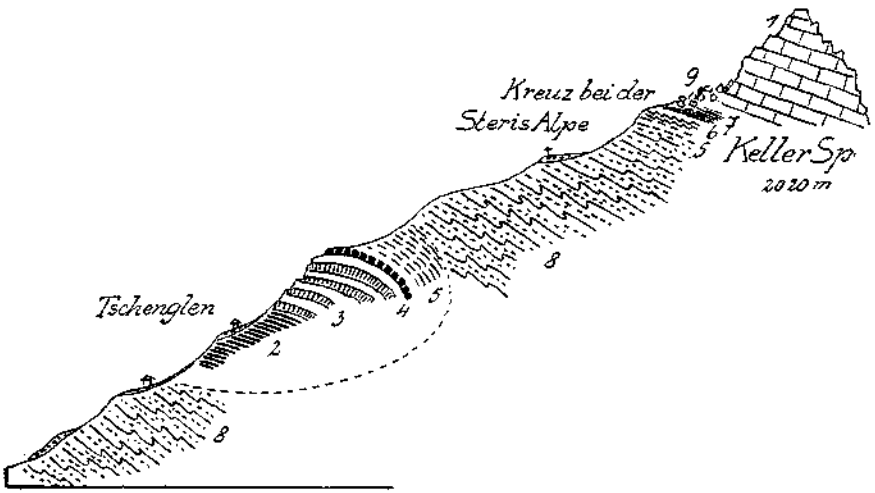

Fig. 18. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Liaskalkbreccie. 5 = Fleckenmergel. 6 = Hornsteinkalke und Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer. 8 = Flysch. 9 = Blockwerk. Beim Kreuz = Endmoräne, bei Tschenglen = Grundmoränen.

besprochen worden. Die Blasenka erhebt sich im N von Buchboden und hat einen mächtigen Bergsturz aus ihrem Felsleib ins Große Walsertal herabgeschüttet.

Wenn man das beiligende Querprofil dieses Berges, Fig. 19, betrachtet, so erkennt man leicht die Ursache des Bergsturzes in seinem Aufbau und auch die Gefahr von weiteren großen Nachbrüchen, die auch die Ortschaft Buchboden bedrohen können.

Die Grundform der Blasenka ist durch eine Stirnbiegung charakterisiert, welche sich gegen N kehrt und unmittelbar an den Flysch anstößt.

Durch die Abbiegung sind die Hauptdolomitschichten im Sinne der Biegung zerrissen und aufgeklüftet. Die den Hauptdolomit bedeckenden jüngeren Schichten sind großenteils schon abgetragen, so daß die Klüfte des spröden Dolomits offen zutage gehen.

Diese tiefen Klüfte werden im Winter von Schnee erfüllt und in der wärmeren Jahreszeit durch Schmelz- und Regenwasser immer mehr erweitert. So findet eine unaufhörliche innere Vorbereitung für den Abbruch von neuen Bergstürzen statt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Derzeit finden die häufigsten Abbrüche an der Westseite von dem Eckpfeiler des Blasenkaplateaus, dem Sonnenkopfe, statt.

Auf der Nordseite des Hauptdolomitgewölbes der Blasenka liegen Kössener Schichten, hornsteinreiche Fleckenmergel und helle, weiche, grüngraue Mergel. Diese Mergel nehmen in der Richtung gegen O stark an Mächtigkeit zu. Zugleich schalten sich zwischen die hellgrünen Mergel viele Bänder von rosaroten Mergeln ein. In diesen Mergeln hat J. Gubler Bruchstücke von Inoceramenschalen und *Rosalina Linnei* d'Orb nachgewiesen.

Es handelt sich also wahrscheinlich um Senon.

H. Mylius hat dieselben Schichten im Jahre 1912 als Seewenmergel und als Couches rouges bezeichnet.

Es ist nun von Interesse, daß im Liegenden dieser Senonmergel auf der Nord- und Nordwestseite der Blasenka ein Zug von Konglomerat auftritt, der offenbar die Basis der Senonmergel vorstellt.

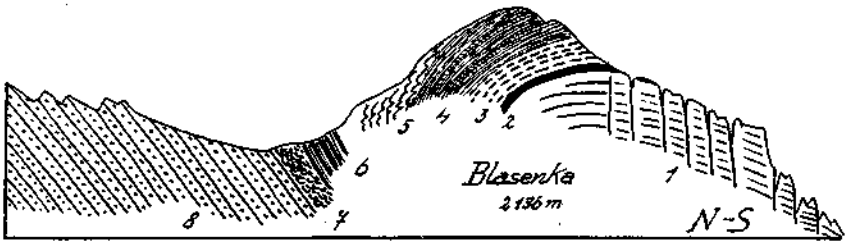

Fig. 19. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = feste Platten von Fleckenmergeln. 4 = Fleckenmergel und poröse Sandsteine, Hornsteine, dunkle Fleckenmergel. 5 = lichte, stark gefaltete Fleckenmergel. 6 = helle, grüngraue Mergel - Senonmergel. 7 = Konglomerat von bunten exotischen Geröllen. 8 = Flysch.

Dieses bunte Konglomerat enthält bis kopfgroße, wohlgerundete, exotische Gerölle aus harten Gesteinsarten.

Unter diesen Gesteinen befinden sich zahlreiche verschiedenfarbige Porphyre, Felsophyre, bunte Quarzite, Sandsteine . . .

Eine genauere Untersuchung dieser exotischen Gesteine ist noch nicht ausgeführt.

Dieses bunte Konglomerat lagert unmittelbar auf den Flyschsandsteinen. Es schmiegt sich den Flyschgesteinen scheinbar konkordant an und ist doch durch eine weittragende Schubfläche von ihnen getrennt.

Diese Schubfläche tritt weiter östlich an dem Querkamm, welcher vom Zitterklapfen über die Gräshörner (fälschlich Kreßhorn) zum seltsamen Zahn des Annaalpensteckens leitet, Fig. 20, schon deutlicher hervor.

Hier schneiden die Schichten scharf an der Grenze der Flyschmassen ab und die Senonmergel sind sogar zu einer bescheidenen Schubstirne verbogen.

Auf der Südseite des langen Kammes der Zitterklapfen spaltet sich der im W einfache Gebirgsbau gegen O zu in mehrere Schuppen auf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Profile Fig. 21 legen diese steigende Zerspaltung der Schubmasse anschaulich vor. Überall erscheint die Kreidemulde in der Weise

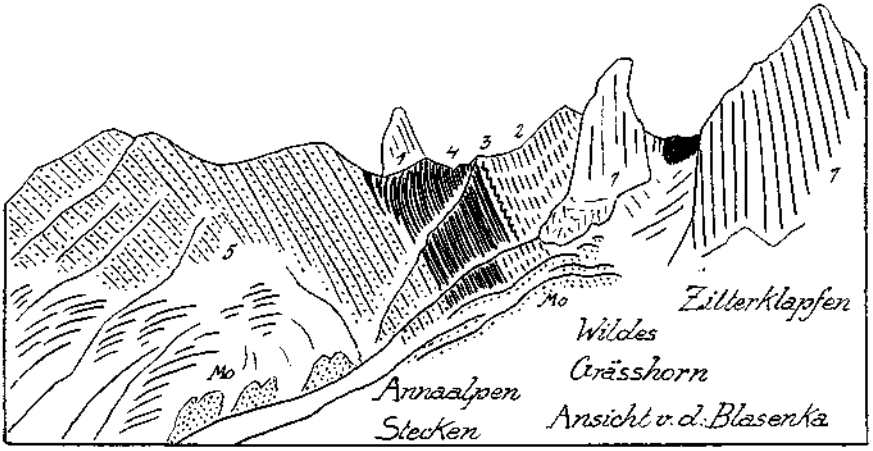

Fig. 20. 1 = Hauptdolomit. 2 = Fleckenmergel. 3 = Hornsteinkalke und Aptychenkalke. 4 = mächtige Zone von hellgrünen und rosaroten milden Mergeln mit Inoceramenbruchstücken — Senonmergel. 5 = Flysch. *Mo* = Moränen der Schlußeiszeit.

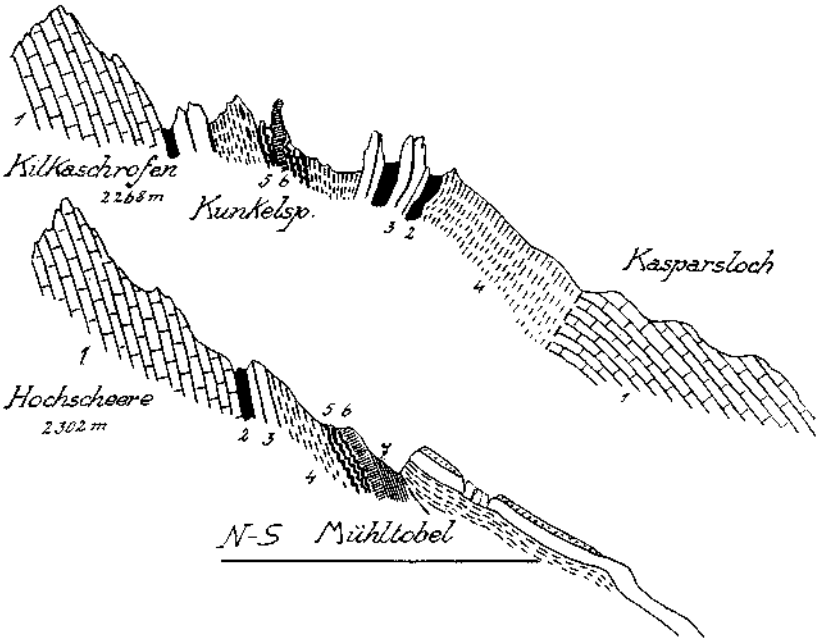

Fig. 21. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Fleckenmergel. 5 = rote und grüne Hornsteinkalke. 6 = Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer.

zerteilt, daß der Südflügel über den Muldenkern vorgeschoben wurde. Dabei kommt es auch bei den Teilschubmassen wieder zur Ausbildung von einzelnen kleinen Schubstirnen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Besonders hübsch ist dies im S und im N des Schadonapasses zu sehen.

Auch im Südgehänge der Zitterklapfen tritt infolge der abgleitgünstigen Schichtenlage Bergsturzbildung auf.

Eine bemerkenswerte Abreißung einer mächtigen Platte von oberrätischem Kalk kann man gleich neben dem Weg beobachten, der von Buchboden zu den Überlutalpen emporführt. Die Abreißung der Schichten ist vollständig vollzogen, aber trotzdem die Abgleitung noch nicht eingetreten. Dieser Zustand ist schon so alt, daß inzwischen in der breiten Hauptkluft bereits ziemlich hohe Fichten aufgewachsen sind. Fig. 22.

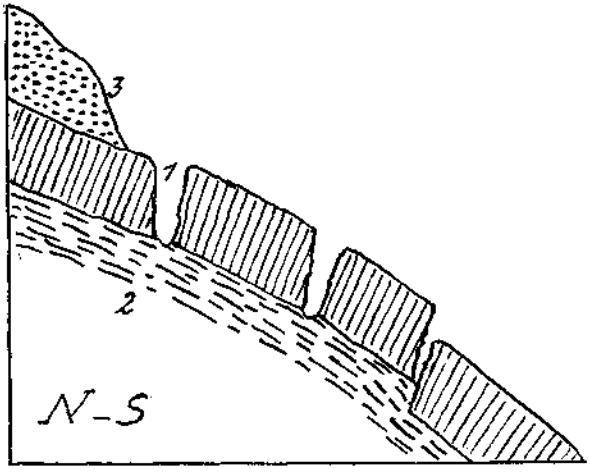

Fig. 22. 1 = Oberrätkalke. 2 = Fleckenmergel. 3 = Grundmoräne.

Am oberen Abriß der Schollen ist eine mächtige Grundmoräne mit gekritzten Geschieben aufgeschlossen.

Sie dürfte eine Hinterlassenschaft der Würmvergletscherung vorstellen.

Nach diesen Vorbemerkungen wollen wir nun die Strukturkarte von J. Gubler mit unseren Beobachtungen in Verbindung bringen.

Wie man aus dieser Karte, Fig. 23, ohne weiteres ablesen kann, sind die kalkalpinen Schubmassen im Gebiete des Großen Walsertales mindestens 6—7 *km* weit über das Flyschgebiet vorgedrungen.

Da die Flyschschichten nicht horizontal liegen, sondern im Gegenteil durschschnittlich mit 40—50° gegen SO zu einfallen, so kann die Auflagerungsfläche der kalkalpinen Schubmassen nur entweder eine Abscherungsfläche oder eine ältere Erosionsfläche vorstellen. Eine Abscherung von so großen Gesteinsmassen würde eine außerordentliche Schubkraft erfordern, welche am Rande der kalkalpinen Überschiebungen sicherlich nicht mehr vorhanden war.

Es ist daher viel wahrscheinlicher, daß die große hier fehlende Masse des Flysches von der Erosion entfernt worden ist.

Dazu mußte natürlich der Flysch bereits zu einem Gebirgszug aufgefaltet sein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Wir sind zu demselben Ergebnisse auch aus der Betrachtung der riesig großen Mächtigkeit des Flysches gekommen.

Aus dieser Beobachtung kann man natürlich nur den Schluß ziehen, daß der letzte Anschub der Kalkalpen jünger als die selbständige Auffaltung und Abtragung des Flyschgebirges gewesen ist.

Das Flyschgebiet und das Gebiet der Kalkalpen sind aber auch in der Art ihres inneren Aufbaues scharf voneinander getrennt.

Wenn man das Flyschgebiet durchwandert, so fällt vor allem die merkwürdige Einförmigkeit in der Lagerung der Schichten gegenüber den benachbarten Kalkalpen auf.

Die Kalkalpen besitzen einen weit größeren Reichtum an Bauformen und eine viel freizügigere und lockerere Aneinanderreihung derselben.

Innerhalb des Flyschgebietes herrscht hin und hin das meist mittelsteile Einfallen gegen S oder SO. Andere Schichtenstellungen treten dagegen ganz zurück.

Es gibt weder Mulden, die wesentlich jüngere Schichten umschließen, noch auch Sättel, die wesentlich ältere Schichten emporheben. Die einzelnen Falten des Flysches haben weder ausgeprägte Formen noch eine größere Spannweite.

Die Flyschfaltung ist nur als die verhältnismäßig seichte Faltung einer Abscherungsdecke verständlich.

Wenn man dieser Überlegung folgt, so kommt man zu dem Urteil, daß die Abscherung und der Zusammenstau des Flysches nur mit einer älteren Alpenfaltung in Verbindung gebracht werden kann.

Die Vorbewegung der Kalkalpen in der Richtung von SO gegen NW hat jedenfalls erst den bereits gefalteten und von der Erosion tief zerschnittenen Flysch teilweise überwältigt.

J. Gubler hat auf seiner Strukturkarte des zentralen Vorarlbergs die in Fig. 23 wiedergegebene Einteilung der einzelnen Schubkörper zur Darstellung gebracht.

Die Grenzen zwischen den einzelnen Schubkörpern werden durch die Ausstriche von Bewegungsbahnen vollzogen. Eine Unterscheidung zwischen bedeutenden und unbedeutenden Schubbahnen wird nicht gegeben.

Für das hier von mir in Betracht gezogene Gebiet stellt die „Écaille du Klostertal“ die südlichste Schubmasse vor.

Diese Schubmasse wird von der „Faille de Formarin“ schräg durchschnitten.

Ich habe schon hervorgehoben, daß die Formarinstörung im N in das oberste Marultal gegen W zu abbiegt.

Die Klesenzastörung hat J. Gubler nur als Grenze der Écaille du Klostertal gegen die nördlich folgende Écaille du Hoher Frassen aufgefaßt.

Diese Grenze kann man aber nicht als eine Schubbahn, sondern wohl nur als eine Verwerfung bezeichnen. Die Profile Fig. 12 und 15 geben die Begründung für diese Auffassung.

Auch ist die Abgrenzung der Écaille du Hoher Frassen nicht richtig ausgeführt.

Damit kommen wir zu einer Stelle seiner Strukturkarte, die nicht mit den in der Natur gegebenen Verhältnissen übereinstimmt.

Die Écaille du Hoher Frassen ist nämlich gar keine zusammenhängende Schubmasse. Sie besteht aus mehreren ganz getrennten Schubschollen von

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

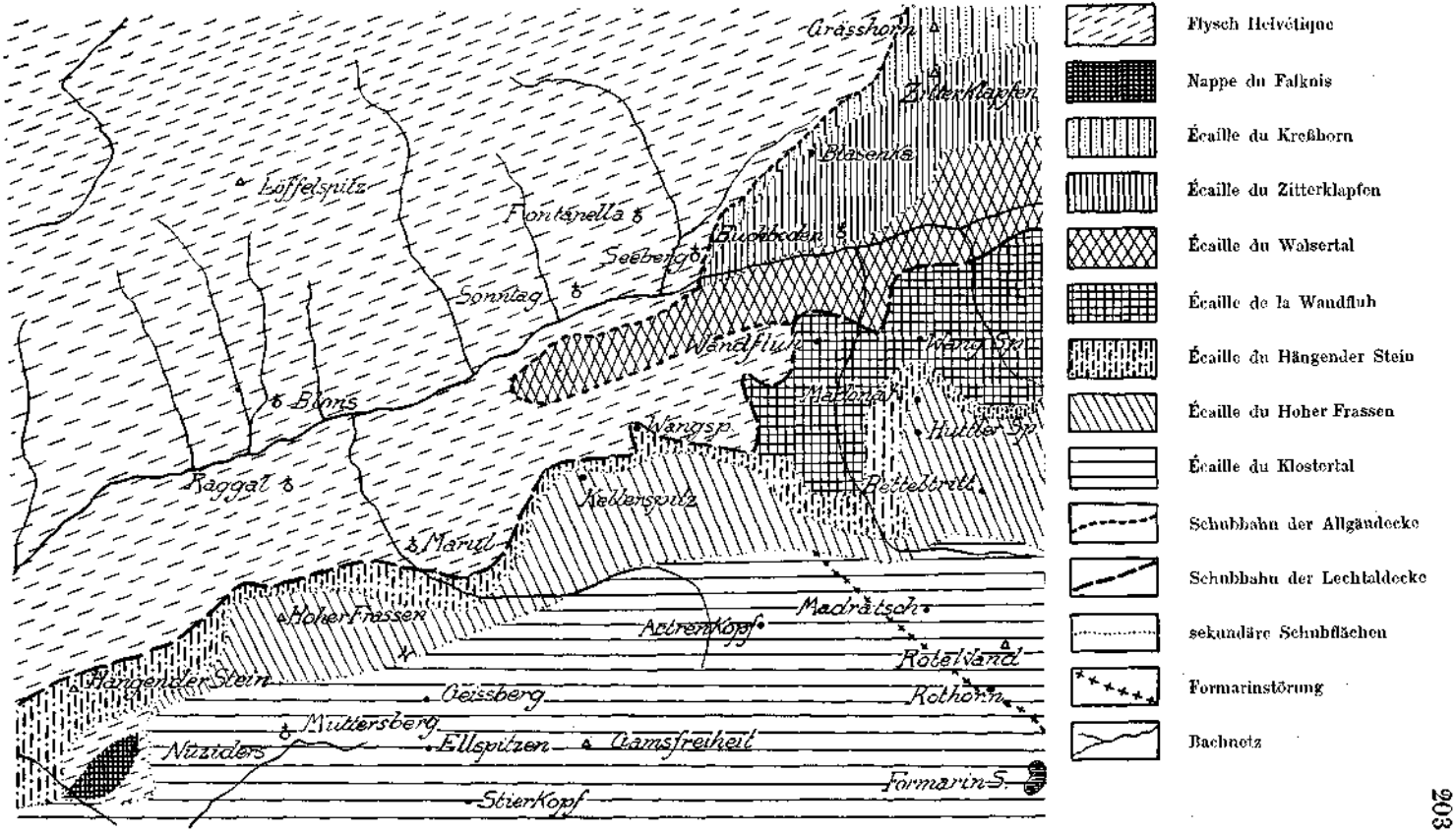

Fig. 23. Verkleinerte Kopie aus der Strukturkarte des mittleren Vorarlbergs von J. Gubler.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hauptdolomit, an deren Basis da und dort noch Fetzen von Raibler Schichten erhalten sind.

Als geschlossene Masse läßt sich diese Schubmasse nur bis zur Westseite der Kellerspitze verfolgen. Hier endet dieselbe hoch über Marul frei in der Luft.

Als ihre Fortsetzung jenseits des Marultales kommt eine kleine Hauptdolomitscholle in Betracht, welche hier zwischen der Schlucht des Elsbaches und der Tiefenseealpe einen langgestreckten Felskopf bildet. Westlich von der Tiefenseealpe gehört dann die viel größere Deckscholle aus Hauptdolomit hieher, welche den aussichtsreichen Gipfel des Hohen Frassen, 1981 *m*, bildet.

Diese Deckscholle keilt bei Latz aus unmittelbar an dem Flyschfenster von Nüziders.

Dieses Flyschfenster von Nüziders ist vielleicht mit dem Flyschfenster des Klesenzajoches zu verbinden.

Es sind dazu aber noch weitere vergleichende Studien erforderlich.

Die Deckschollen der Écaille du Hoher Frassen lagern auf einem Streifen von jungen Schichten, welcher seinerseits wieder unmittelbar auf das Flyschgebirge vorgeschoben erscheint.

Auf der Strukturkarte von J. Gubler erscheint dieser Schubstreifen unter der Bezeichnung „Écaille du Hängender Stein" ausgeschieden.

Der Hängende Stein bildet zwischen Nüziders und Ludesch eine höchst charakteristische, schroff ins Illtal vorspringende Felskanzel aus Hauptdolomit.

Diese Hauptdolomitscholle reicht aber nur ein Stück weit an dem Westgehänge des Hohen Frassen empor. Dann verschwindet sie endgültig.

Die über dieser Dolomitscholle lagernden jüngeren Schichten setzen sich dagegen zusammenhängend vom Hängenden Stein weit nach W hin fort.

Wir haben also bei dieser Schubmasse des Hängenden Steins die merkwürdige Erscheinung, daß nur an ihrem Westende eine Scholle von Hauptdolomit vorhanden ist, dagegen in ihrer übrigen, vielmals längeren Erstreckung nur noch jüngere Schichten bis zu den Kreideschiefern auftreten.

An und für sich ist eine nur aus den weichen, jungen Jura- und Kreidegesteinen bestehende Schubmasse ein mechanisch recht unwahrscheinliches Gebilde.

Es fehlt demselben offenbar die für die Entwicklung einer richtigen Schubmasse unbedingt nötige Steifheit.

Wahrscheinlich besitzt auch die Schubmasse des Hängenden Steins eine solche versteifende Basis, nur ist dieselbe weiter im S zurückgeblieben.

Man kann wenigstens die Aufschlüsse an der Westseite des Hohen Frassen in diesem Sinne auslegen.

Hier ist tatsächlich noch ein Teil der versteifenden Basis in Form der Hauptdolomitscholle vorhanden, welche gegen oben zu abgeschrägt wird.

Die nächstfolgende Schubmasse ist nach J. Gubler die Écaille du Wandfluh.

Dieselbe endet, wie im vorhergehenden beschrieben wurde, an der Westseite des Flyschfensters der Partnomalpe. Sie umfaßt eine Gesteinsserie von den Raibler Schichten bis zu den Kreideschiefern.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im N übergreift diese Schubmasse die Écaille du Walsertal.

Die Trennung dieser Schubmasse von der nördlich folgenden Schubmasse Écaille du Zitterklapfen dürfte nicht tiefgreifend sein. Es handelt sich wohl nur um eine geringfügige Abspaltung und Aufschiebung.

Die nördlichste kalkalpine Schubmasse stellt in unserem Gebiete endlich die Écaille du Kreßhorn vor. Nach der neuen Alpenvereinskarte von Ing. L. Aegerter ist statt Kreßhorn der Ausdruck Gräßhorn einzusetzen. Diese Schubmasse ist, wie ebenfalls schon erwähnt wurde, durch die Führung der roten Senonmergel und der bunten exotischen Gerölle ausgezeichnet.

Die Schubmasse hat gegenüber jener des Zitterklapfens nur eine beschränkte Selbständigkeit.

Bereits auf der Nordseite der Blasenka sind die Senonmergel und die exotischen Gerölle der Stirnfaltung der Zitterklapfenschuppe einverleibt.

Wenn man nun nach dieser Aufzählung und Charakteristik der einzelnen Schubmassen noch nach der Bedeutung der einzelnen tektonischen Trennungsfugen frägt, so erhält man etwa folgende Auskunft.

Die Trennungslinie zwischen Écaille du Klostertal und Écaille du Hoher Frassen ist bestimmt keine Schubbahn, sondern eine Verwerfung, welche sich dann im obersten Marultal in zwei Zweige, die Formarin- und Klesenzastörung zerlegt.

Zwischen der Écaille du Hoher Frassen und der Écaille du Hängender Stein verläuft dagegen eine weittragende Schubfläche.

Dafür ist aber wieder die Trennung zwischen Écaille du Hängender Stein und Écaille du Wandfluh sehr unsicher. Wahrscheinlich gehören sie zusammen und sind nur durch den jüngeren Westvorstoß umgeformt worden.

Die drei nördlichsten Schubmassen — Écaille du Walsertal, du Zitterklapfen und du Gräßhorn gehören auch nachbarlich zusammen und sind nicht von weittragenden Schubflächen geschieden.

J. Gubler hat auf seiner Strukturkarte diese Schubkörper in folgender Weise auf die zwei großen Decken, die Lechtal- und Allgäudecke, verteilt.

Écaille du Klostertal und Écaille du Hoher Frassen bilden hier den Bestand der Lechtaldecke.

Alle übrigen Schuppen mit Ausnahme von Écaille du Gräßhorn fallen der Allgäudecke zu.

Hier ist zunächst nicht einzusehen, warum nicht auch die Écaille du Gräßhorn zur Allgäudecke gehören soll. Dieselbe ist nur unbedeutend von der Schuppe des Zitterklapfens abgespalten.

Die Trennung zwischen Lechtaldecke und Allgäudecke ist von einer bedeutenden Überschiebung besorgt.

Es ist aber zu fragen, ob nicht die Écaille du Hängender Stein und du Wandfluh besser noch zur Lechtaldecke zu ziehen seien. M. Richter hat sich auch bereits schon für diese Zuziehung zur Lechtaldecke ausgesprochen.

In dem von J. Gubler bearbeiteten mittleren Teil von Vorarlberg kann man diese Frage nicht erledigen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Wir müssen zu diesem Zwecke die trennenden Bewegungsfugen wesentlich weiter gegen O zu verfolgen.

Wenn wir auf Grund der neuesten Aufnahmen von mir und Th. Benzinger diese Arbeit ausführen, so kommen wir etwa zu folgenden tektonischen Zusammenhängen.

Der Nordrand der Écaille du Hoher Frassen ist in dem ganzen Gebiet der Braunarlenspitzgruppe überaus deutlich mit kräftiger Stirnbildung vorgezeichnet.

Er leitet unmittelbar zu dem Eckpfeiler der Mohnenfluh.

Wie wir schon mehrfach ausgeführt haben, springt nun der Schubrand 2·3 *km* gegen S zu zurück in das Halbfenster der Götzner Alpe und zieht von dort neuerlich zirka 4 *km* am Nordrande des Kriegerhorns bis nahe an Unter-Stubenbach gegen O weiter.

Bei Unter-Stubenbach übersetzt der Schubrand, wieder gegen S zurückweichend, die Lechklamm und erhebt sich dann gegen die Wösterspitze.

Auf dieser ganzen Strecke ist weder die Abgrenzung, noch auch der Zusammenhang der Schubmasse irgendwie zweifelhaft.

Wir kehren nun wieder zu der Écaille du Hängender Stein und du Wandfluh zurück, welche wir für ein und dieselbe Schubmasse halten.

Hier liegen die Verbandsverhältnisse nicht ganz so einfach.

Zunächst kann man die Schubmasse der Wandfluh geschlossen bis zur Unteren Alpschelle und von dort über den breiten Roßberg zur Lagerzunalpe verfolgen. Hier verschmälert sich die Schubmasse sehr beträchtlich, reicht aber noch zusammenhängend über den schönen Nordgrat der Braunarlenspitze bis in den großartigen Talhintergrund der Hochgletscheralpe hinein. Hier ist die Verbindung abgerissen.

Im Nordgehänge der Mohnenfluh setzt aber wieder ein Streifen von Hauptdolomit, begleitet von Kössener Schichten und Oberrätkalken ein, welcher dann zur Juppenspitze emporsteigt.

Wenn auch kein unmittelbarer Zusammenhang besteht, so wird man doch die Schuppe der Juppenspitze als die Ostfortsetzung der Écaille du Wandfluh bezeichnen können.

In der steilen Nordwand der Juppenspitze tritt aber noch ein zweiter tieferer Streifen von Hauptdolomit und Oberrätkalk auf. Zwischen diesen beiden größeren Streifen von älteren Gesteinen stecken aber in der Fleckenmergelwand noch eine ganze Reihe von kleineren Schollen von Oberrätkalken.

Es hat also hier jedenfalls eine sehr heftige Verschuppung der Schubmasse mit ihrem Untergrunde stattgefunden.

An der Ostseite der Juppenspitze ist der Verbindungsfaden unserer Schubmasse neuerdings abgerissen.

Hier ist der breite und tiefe Sattel der Auenfeldalpe ganz in die liegenden Fleckenmergel eingeschnitten.

Auf dem weiten flachwelligen Gebiet im S der Auenfeldalpe liegen eine ganze Reihe von kleineren Schollen von Hauptdolomit, Oberrätkalken sowie auch von Aptychenkalken (Tithonkalken) verstreut, welche wohl als Erosionsreste einer einst zusammenhängenden Schubmasse aufzufassen sind.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im O des Auenfeldsattels erhebt sich dann die isolierte Schubmasse des Karhorns.

Auch hier ist wieder recht wahrscheinlich, daß die Schubscholle des Karhorns die Fortsetzung der Schubscholle der Juppenspitze vorstellt und damit ebenfalls zur Écaille du Wandfluh gehört.

Über die Zugehörigkeit der Karhornscholle sind von Mylius, Benzinger und mir verschiedene Meinungen geäußert worden.

Heute kann man wohl mit ziemlicher Sicherheit behaupten, daß die Karhornscholle mit der Schubmasse der Höllenspitze südlich des Lechs zu verbinden ist.

Die Schubmasse der Höllenspitze steht aber ihrerseits mit der riesigen Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes in geschlossenem Verbande. Diese gewaltige Schubmasse ist an ihrem Westrande in drei Teilschuppen zerlegt. Von diesen ist die von Haniel als Burkopfschuppe bezeichnete die südlichste. Diese trägt in ihrem Hangenden die Senonmergel von Holzgau.

Die nächste Teilschuppe ist jene der Ellbogner Spitze. Diese steht mit der Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze in geschlossener Verbindung.

Die nördlichste Teilschuppe des Allgäuer Hauptkammes ist jene des Biberkopfes. Sie ist für sich zweiteilig, doch enden beide Teile mit Stirnfalten südlich von Lechleiten.

Wir kommen somit zu dem Ergebnisse, daß die mittlere Teilschuppe des Allgäuer Hauptkammes mit der Scholle des Karhorns zu verbinden ist.

Daher gehören die Écaille du Hängender Stein und du Wandfluh noch zu der Lechtaldecke. Die Meinung von M. Richter wird durch diese Untersuchung also bestätigt.

Die Lechtaldecke überquert mit der Schubmasse des Hängenden Steins das Illtal und tritt ins Rätikongebirge über.

Die Allgäudecke endet dagegen südlich von Sonntag auf der Südseite des Großen Walsertales mit einer schönen, gegen W schauenden Faltenstirne, die schon ganz in den Flyschschichten steckt.

Am Schlusse dieser Arbeit möchte ich noch einige Angaben über die Eruptivgesteine des Kriegerhorns und den Schuttgehalt des Großen Walsertales anfügen.

Im Jahrbuch 1930 finden sich die ersten Angaben über das Auftreten von Melaphyrlaven und Tuffen in der Gegend von Lech.

Diese Eruptivgesteine treten hier in zwei getrennten Gebieten einerseits südöstlich, anderseits nördlich und nordwestlich von Lech auf.

Dieser räumlichen Trennung entspricht, soweit unsere derzeitigen Erfahrungen reichen, keine petrographische Verschiedenheit der Gesteine, wohl aber eine Verschiedenheit in der Schichteneinschaltung.

Die Hauptmasse der Melaphyre liegt südöstlich von Lech in den Arlbergkalken, während die Melaphyre nordwestlich von Lech in den Kalken und Dolomiten der oberen Raibler Schichten auftreten.

Wenn wir hier von dem kleinen Vorkommen bei dem Gasthause „Goldener Berg" absehen, so sind die übrigen Eruptivgesteine auf den Gipfelkörper des Kriegerhorns, 2178 *m*, beschränkt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Kriegerhorn besteht der Hauptsache nach aus mittelsteil gegen S einfallenden, mächtigen Raibler Schichten. Nur an dem Ostfuß des Kriegerhorns nimmt auch noch Muschelkalk am Aufbau teil.

Diese Platte von Raibler Schichten ist mit einer schönen Stirnfalte nordwärts auf die Kreideschiefer aufgeschoben.

Die Eruptivgesteine sind nun in die über den Lunzer Sandsteinen lagernden Kalke und Dolomite eingeschaltet, welche den Gipfel bilden.

Ich habe bei meiner Aufnahme hier vier getrennte Lagen von Melaphyr aufgefunden.

Fig. 24 gibt einen Querschnitt durch diese anscheinend parallel übereinanderliegenden Einschaltungen. Die Mächtigkeit der Melaphyrlagen beträgt jeweils nur etwa 3—5 *m*. Alle keilen gegen S zu zwischen den Raibler Kalken aus, wogegen sie nordwärts offen am Terrainanschnitt ausgehen.

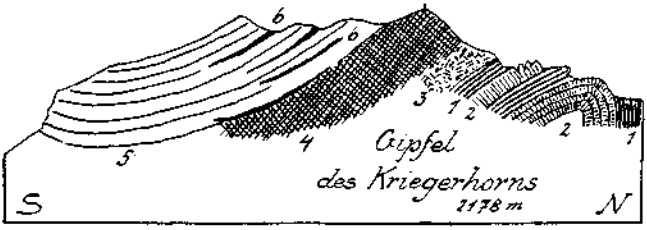

Fig. 24. 1 = Lunzer Sandsteine. 2 = grauer, zackig verwitternder, gelbrindiger Dolomit. 3 = graue, löchrige Rauhwacke. 4 = schneeweiß verwitternder, kleinbröckeliger Dolomit mit hellgrauen Rauhwackenstreifen. 5 = graue, geschichtete Kalke und Kalkbreccien. 6 = Lagen von Melaphyrlaven und Tuffen.

Die Hauptmasse der Eruptivgesteine besteht auch hier aus Tuffen.

Im Durchschnitt sind die Eruptivgesteine des Gipfels des Kriegerhorns von jenen südöstlich von Lech zirka $2^1/_2$ *km* entfernt.

In den weiter westlich befindlichen, gleichaltrigen Gesteinen des Zuger Horns habe ich keine Spuren der Eruptivgesteine mehr aufgefunden. Sie sind also streng auf die Umgebung von Lech beschränkt.

Das Große Walsertal in Vorarlberg ist durch einen auffallend reichen Schuttinhalt ausgezeichnet.

Dazu stellt die Lutz, welche dieses Tal entwässert, einen mächtigen Wildbach vor, der zwischen dem Hängenden Stein und Bludesch seinen riesigen Schuttkegel ins Illtal vorbaut.

Wenn man ins Große Walsertal hineinwandert, so begegnet man sowohl auf seiner Süd- als auch auf seiner Nordseite wohlausgeprägten Terrassen. Dieselben bestehen nur z. T. aus Flysch, meist jedoch aus Schutt.

Untersucht man diese Schuttmassen genauer, so ist man erstaunt, daß dieselben nur zu geringerem Teil aus Schottern, zum überwiegenden Anteil dagegen aus Grundmoränen bestehen.

Ich habe diese Erscheinung bereits in unserem Jahrbuch 1908 beschrieben und auch mit zwei Profilen illustriert.

Diese Profile stellen Querschnitte durch die Schuttmassen von St. Gerold und Blons dar. Ich gelangte damals zu der Anschauung, daß

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

die großen Grundmoränenmassen im Liegenden der Schotter der Rißeiszeit angehören. Diese Deutung möchte ich nach meinen heutigen Erfahrungen nicht mehr aufrecht halten.

Ich bin nun der Meinung, daß diese riesigen Grundmoränen doch eine Hinterlassenschaft der Würmeiszeit vorstellen und daher die darauf lagernden Schotter nicht den interglazialen Terrassenschottern des Inntales gleichzustellen sind.

Zur Begründung dieser Meinungsänderung habe ich folgende Beobachtungen und Überlegungen anzuführen.

Zunächst ist es wohl unwahrscheinlich, daß sich gerade hier im Großen Walsertal eine derartig riesige Masse von älterer Grundmoräne erhalten haben sollte.

Es würde dies gegenüber allen mir bekannten nordalpinen Tälern eine Ausnahme bedeuten.

Eine weitere Unwahrscheinlichkeit scheint mir dann auch die Gleichstellung der Schotter des Großen Walsertales mit den Konglomeraten der Bürser Schlucht und der Gamperdonaschlucht zu sein.

Der Unterschied in der Verkalkung ist so groß, daß er für immerhin noch benachbarte Schottermassen zu beiden Seiten des Illtales doch für einen Altersunterschied spricht. Das interglaziale Alter dieser Konglomerate ist dabei als festgestellt zu betrachten.

Die Schotter des Großen Walsertales stellen nach den Erfahrungen der Aufnahme von 1930 im wesentlichen Umlagerungen und Umschüttungen des gewaltigen Moränennachlasses der Würmeiszeit vor. Sie sind daher keine Präwürmablagerung, wohl aber eine Ablagerung, welche teilweise in die Zeit zwischen Würmeiszeit und Schlußeiszeit hineinfällt, teilweise aber auch noch in die Schlußeiszeit hineinreicht.

Ich beginne die Beschreibung der eiszeitlichen Ablagerungen des Großen Walsertales nicht am Taleingang, sondern in den Talhintergründen. Das Große Walsertal ist durch meist hochliegende Pässe mit dem obersten Lechtal, mit dem Klostertal und mit dem Tal der Bregenzer Ache verknüpft.

Zur Zeit des Hochstandes der Würmvergletscherung drang das Eis des Lechtalgletschers sowie auch jenes des Klostertalgletschers über die niedrigeren Sättel ins Große Walsertal herein.

So wie ich im obersten Lechtal nur an einer Stelle zentralalpine erratische Gesteine bei der Tannleger Alpe fand, ist mir auch im Großen Walsertal nur ein erratischer Gneisblock bei Punkt 859 *m* an der Straße zwischen Blons und Garsella in einem Schotteraufschluß begegnet.

Es ist ganz gut möglich, daß die Gneisblöcke der Tannleger Alpe und jener im Großen Walsertal von einer und derselben Eisstromfaser abstammen, welche aus dem obersten Lechtal ihren Weg einst ins Große Walsertal genommen hat.

In den Karen und Mulden im Hintergrund des Großen Walsertales haben sich zahlreiche Moränenwälle der Schlußeiszeit erhalten.

Bei der Neuaufnahme wurden sie alle berücksichtigt, da auf der Karte von J. Gubler leider die eiszeitlichen Ablagerungen nicht gegliedert erscheinen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Besonders großartig sind die Endmoränen der Schlußeiszeit in dem großen Kar auf der Nordseite von Gamsfreiheit—Weißes Rössel—Pitschigrat in der Umgebung der Faludrigenalpe entwickelt. Auch in der Umgebung der Steris- und Partnomalpe liegen mächtige und vollerhaltene Moränenwälle.

Dagegen finden sich in dem ungeheuren Karraum auf der Nordseite des Misthaufens nur verhältnismäßig geringfügige Moränen. Dieser Karraum ist einer der größten der nördlichen Kalkalpen. Er besitzt zwischen Huttlerspitze im W und der Bratschenwand im O eine Breite von mehr als 4 *km* und einen größtenteils nackten Felsboden.

Nach N zu senkt sich dieser Karraum steil ins Rotenbrunner Tal herab. Karraum und Tal bilden zusammen eine im großen sehr regelmäßige Erosionsform.

Auf der Westseite des Rotenbrunner Tales traf ich knapp unterhalb der Madonna Alpe bei zirka 1640 *m* Höhe einen größeren Gletscherschliff mit steil gegen NW hin ansteigenden Schleiffurchen.

Der Schliff befindet sich auf Kössener Kalken und wird teilweise noch von Grundmoräne bedeckt. In dieser letzteren traf ich Stücke von Jurahornsteinkalken und sogar ein Stück einer Kreidebreccie. Diese Gesteine können hier nur von der anderen Talseite, von der Feuerspitze, herübergetragen worden sein.

Eine relativ geringfügige Moränenbildung ist auch in dem großen Hochtalraum der Klesenza Alpe im N der Roten Wand zu verzeichnen.

Auch hier begegnen wir dann am Ausgang des Klesenzatales gegenüber von Buchboden ganz gewaltigen Moränenmassen.

Fig. 25 bringt eine schematische Ansicht dieser großen Moränenmassen, die aber bereits in die Form von Terrassen umgegossen wurden. An der Basis dieser Moränen traf ich im Bette der Lutz bei der Brücke innerhalb von Buchboden eine sehr stark bearbeitete lehmreiche Grundmoräne von betonartiger Festigkeit. Es ist wahrscheinlich, daß diese stark bearbeitete Grundmoräne aus der Würmeiszeit stammt, während die darauf lagernden Moränen der Schlußeiszeit angehören.

Gewaltige Moränenmassen sind dann in dem Marultal aufgestapelt.

Die hohen Moränenwälle befinden sich hier bei der oberen und unteren Lagutzalpe. Von der unteren Lagutzalpe, 1584 *m*, steigen die Moränen bis zur Einmündung des Faludrigenbaches hinunter.

Auch unterhalb des Beckens von Garfül liegt beim Sägebühel, 1005 *m*, eine gewaltige Endmoräne mit grobem Blockwerk.

Außerdem begegnen wir von Marul bis zum Talausgang auf beiden Talseiten einer mächtigen Einfüllung von Grundmoränen.

Während die Moränen oberhalb von Marul sicher der Schlußeiszeit angehören, erscheint dies bei den gewaltigen Massen von Grundmoränen am Ausgang des Marultales wohl sehr zweifelhaft.

Hier ist die Zugehörigkeit zu den Würmmoränen entschieden wahrscheinlicher.

Diese Grundmoränen der Marulmündung stehen direkt mit der hohen Terrasse von Raggal (1016 *m*) und indirekt mit der gegenüberliegenden Terrasse von Blons (902 *m*) in Verbindung, welche ich schon im Jahre 1908 beschrieben habe.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im Haupttal lassen sich die Grundmoränen von Blons weiter fast zusammenhängend über Garsella—Sonntag—Fontanella bis zur Höhe des Faschinajoches, 1492 *m*, empor verfolgen.

Das Faschinajoch ist der einzige Sattel im Gebiete des Großen Walser Tales, der von der Grundmoräne überschritten wird. Hier bestand offenbar durch lange Zeit eine Eisstraße zwischen dem Großen Walsertal und dem Gebiet des Bregenzer Waldes.

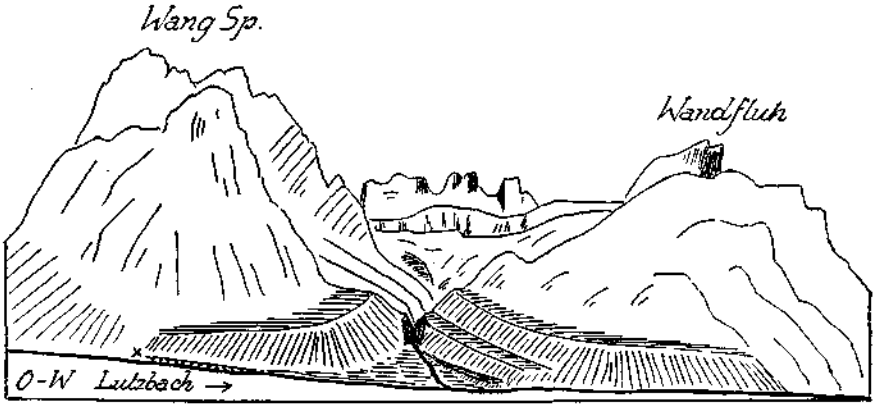

Fig. 25. Gestufter Schuttkegel auf der Südseite des Großen Walsertales gegenüber von Buchboden. × = Lage von alter, stark bearbeiteter, betonfester Grundmoräne.

Die stark bearbeiteten Grundmoränen am Süd- und Nordabhang des Faschinajoches enthalten viele Flyschgeschiebe, aber auch reichlich Jura- und Triasgesteine. Dieselben können daher nicht von der Umgebung des Joches abstammen, da diese ganz aus Flyschgesteinen besteht.

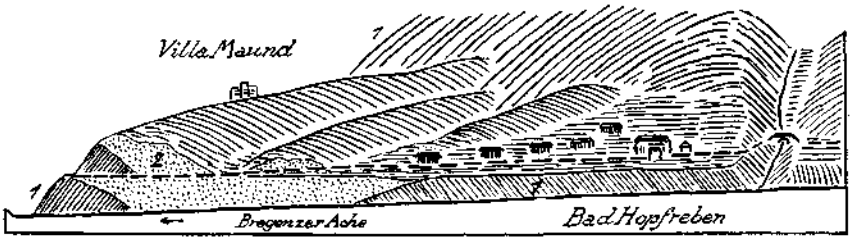

Fig. 26. Endmoränen der Schlußeiszeit bei Bad Hopfreben. 1 = Flysch. 2 = Grundmoränen- und Endmoränenmaterial.

Jenseits des Faschinajoches liegen auch in der Mulde von Damüls, 1428 *m*, riesige glaziale Schuttmassen aufgehäuft, welche beiderseits des Baches Terrassen bilden.

Es ist hier von Interesse zu erwähnen, daß sich im hinteren Bregenzer Wald etwas unterhalb von Bad Hopfreben eine prachtvoll erhaltene Endmoräne der Schlußeiszeit befindet. Ich habe dieselbe im Herbst 1929 entdeckt.

Fig. 26 entwirft ein schematisches Bild von dieser großen, mehrteiligen Endmoräne, auf welcher die Villa Maund erbaut ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Von den Endmoränenwällen strahlt gegen N zu ein bescheidenes Schottervorfeld aus.

Gegenüber von dieser Endmoränenlandschaft erheben sich die steilen Schalzbacher Riesen, die oben von absturzbereiten, tiefzerklüfteten Felsen überragt werden. Es sind dies die Hauptdolomitwände der Niederkünzelspitze, welche unmittelbar auf Flysch überschoben liegen.

Nach dieser Abweichung in das benachbarte Tal der Bregenzer Ache kehren wir wieder ins Gebiet des Großen Walsertales zurück.

Wir haben aus der Neuaufnahme die Erfahrung abgeleitet, daß die ausgedehnten Grundmoränenlager des Großen Walsertales nicht mit den Ablagerungen der Schlußeiszeit zu verbinden sind.

Sie müssen also älter sein und wohl der Würmeiszeit angehören.

Nun werden aber die Grundmoränen im mittleren und vorderen Teil des Großen Walsertales von ziemlich mächtigen Schottermassen überlagert.

Diese Schotter sind nur schlecht gerollt, sie bestehen ausschließlich aus lokalem Material und sie zeigen vorherrschend schräge Schüttungen.

Die Richtung der schrägen Schüttung wechselt häufig zwischen talein, talaus und hangwärts.

Die Korngröße der Schotter ist recht unbeständig.

Gar nicht selten finden sich in den Schotterlagen gekritzte Geschiebe, die teilweise abgerollt sind und große Blöcke.

Die Grundmoränen enthalten ganz dasselbe Gesteinsmaterial.

Sie lagern unmittelbar dem Felsboden des Haupttales auf. Dieser Felsgrund verschwindet bei der Garsellabrücke. Der ganze vordere Talabschnitt ist eine wilde Felsschlucht, welche streckenweise epigenetisch eingeschnitten ist. Die alte Talfurche liegt hier nördlicher als die heutige Klamm und ist ganz mit Grundmoränen vollgestopft.

In der Höhe lagern dann über diesen Grundmoränen die gerade früher beschriebenen Schotter, welche vielfach Terrassen bilden.

Eine Einschwemmung der Schotter aus dem Illtal ist sowohl nach der Materialzusammensetzung als auch wegen der mangelhaften Abrollung nicht anzunehmen.

Da das Illtal bei der Mündung des Großen Walsertales nur mehr eine Meereshöhe von 520 *m* hat, die Schotter des Großen Walsertales aber über 1000 *m* Höhe emporsteigen, so müßte man hier mit einer Talverschüttung von zirka 500 *m* Mächtigkeit rechnen. Das ist für die Zeit nach dem Rückzug der Würmvergletscherung höchst unwahrscheinlich.

So kommen wir zu der Anschauung, daß die Schotter des Großen Walsertales, welche sich im Hangenden der Würmgrundmoränen befinden, nur eine Umlagerung der höheren Moränenmassen dieses Talgebietes vorstellen.

Nach dem Rückzug der Würmgletscher war das Große Walsertal offenbar mit mächtigen Massen von Grundmoränen angefüllt.

Diese Moränen befanden sich vielfach an den steilen Gehängen in einer wenig gesicherten Lagerung und wurden von der Erosion sehr scharf angegriffen und abgeschwemmt.

Die Produkte dieser Abschwemmung stellen nun eben unsere Schotter vor.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Wir haben in ihnen also eine Ablagerung vor uns, die aus dem Nachlaß der Würmmoränen gebildet worden ist.

Ich habe schon im Jahre 1927 in diesem Jahrbuch in der Arbeit über „Geologische Profile aus dem Kössener Becken" den Nachweis erbracht, daß sich im Anschluß an die riesige Aufstapelung von Grundmoränen der Würmeiszeit nach dem Rückzug derselben automatisch eine Periode von gesteigerter Schuttlieferung einschalten mußte. Dieselbe hat in den Alpen zahlreiche große Schuttkegel und ausgedehnte Schotteraufschüttungen erzeugt.

Zu dieser Art von lokalen Umlagerungen von älterem Grundmoränenmaterial möchte ich auch die Schotter des Großen Walsertales rechnen.

Man kann diese Schotter also nicht, wie ich im Jahre 1908 getan habe, den Inntalterrassenschottern oder den Konglomeraten von Bürs und Gamperdona zeitlich gleichsetzen.

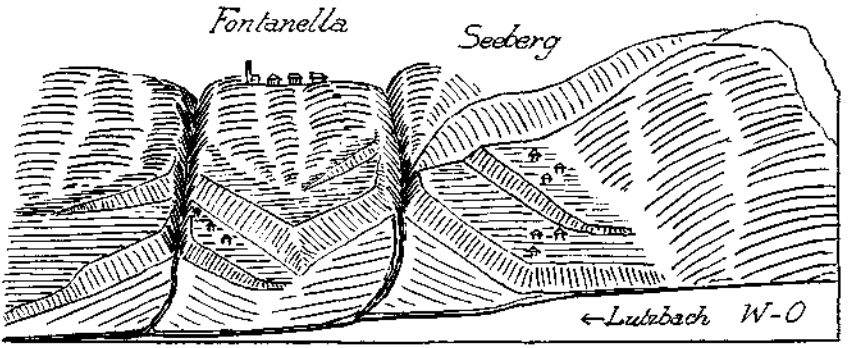

Fig. 27. Gestufte Schuttkegel auf der Nordseite des Großen Walsertales bei Fontanella.

Sie sind wesentlich jüngere Bildungen.

Es fragt sich nun, in welchem Verhältnisse diese Schotter zu den Ablagerungen der Schlußeiszeit stehen.

Die hohen Endmoränenwälle der Schlußeiszeit kommen für Schuttlieferungen wenig oder gar nicht in Betracht. Sie zeigen auch heute noch größtenteils vollerhaltene Wallformen.

Wohl aber kommen dafür die untersten Moränen der Schlußeiszeit in Betracht, welche tatsächlich oft tiefgreifend zerschnitten und umgelagert sind. Daß von diesen Endmoränen Schuttkegel ausstrahlen, haben wir an der Endmoräne bei Bad Hopfreben, Fig. 26, erkannt.

Im Bereiche des Großen Walsertales ist mir kein solcher Fall bekannt geworden. Hier stehen die Endmoränen der Schlußeiszeit nicht unmittelbar mit den Schuttkegeln in Verbindung.

Wohl aber treffen wir hier an den Mündungen der Seitentäler sehr mächtige, mehrfach ineinandergeschaltete Schuttkegelreste.

Wir haben bereits in Fig. 25 ein schematisches Bild einer derartigen Schuttkegelschaltung bei Buchboden kennengelernt.

Ich füge hier als Fig. 27 noch eine schematische Abbildung von ähnlichen Schaltungen aus dem Gehänge von Fontanella-Seeberg ein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Es ist ganz gut möglich, daß diese Schuttkegel des hinteren Großen Walsertales einst mit den Schotterterrassen des vorderen Talabschnittes im Zusammenhang standen. Jedenfalls sind die Schotter im vorderen Talteil ebenfalls durch Stufen mehrfach gegliedert.

Der Mächtigkeit nach würden sich die großen Schuttkegel des inneren Talteiles und die bis zu 200 *m* mächtigen Schotter des vorderen Tales recht gut entsprechen.

Diese große Mächtigkeit der Schuttkegel ruft auch Bedenken wach, ob man dieselben wirklich mit den meist nicht sehr großen Endmoränen der Schlußeiszeit in Verbindung bringen kann.

Ich habe den Eindruck, daß die Schuttkegel für die Endmoränen der Schlußeiszeit zu groß angelegt sind.

Es scheint also wahrscheinlicher, die große Steigerung der Schuttführung in die Zeit nach dem Abschmelzen des Würmeises zu verlegen

Die Detailzerlegung der großen Schuttkegel kann aber immerhin mit den Phasen der Schlußeiszeit in Zusammenhang stehen.

Die heute noch erhaltenen Moränen der Schlußeiszeit lassen sich im großen und ganzen in drei Stufen gliedern.

Auch die Schuttkegel zeigen meistens eine dreifache Gliederung.

Für diese Zerlegung der Schuttkegel kommt einerseits gesteigerte Erosion, anderseits verminderte Schuttführung in Betracht.

Durch eine Steigerung der Schuttführung wird das Wachstum des Kegels herbeigeführt.

In einem Tale, das ganz ins Grundgebirge eingeschnitten ist, läßt sich eine Steigerung der Schuttführung nur schwierig und allmählich erreichen.

Das Gestein muß erst frisch gebrochen werden, weil keine Vorräte von fertigem Schutt da sind.

Wenn aber in einem ganz oder teilweise vergletscherten Tal das Eis stark zurückweicht und dabei große Massen von ungeschütztem, losem Moränenschutt liegen bleiben, so hat die Erosion ein leichtes Spiel und kann daraus in relativ kurzer Zeit einen riesigen Schuttkegel bilden.

Beim Vorrücken der Gletscher findet sich keine Gelegenheit zu solchen großen Schutträubereien.

Man hat also guten Grund, das plötzliche Anschwellen von solchen Schuttkegeln mit der Freigabe von großen Moränenmassen durch den Rückzug der Gletscher zu verbinden.

Es wäre also nicht unwahrscheinlich, daß den drei Phasen der Schlußeiszeit drei Impulse zu stärkerer Schuttführung entsprechen würden.

Die Stärke dieser Impulse müßte allerdings gegen oben hin sehr abnehmen, da dem obersten Moränenstadium der Schlußeiszeit wohl keine reichlichere Schuttführung mehr zukommt. Seine Moränenwälle sind auch heute noch so gut wie unverletzt.

Wir kämen also zu folgenden Zusammenhängen.

Aus dem Nachlaß der Würmvereisung schütten die Bäche mächtige Schuttkegel auf. Nach der Hauptabräumung der losen Moränenvorräte sinkt die Schuttlieferung und die Bäche schneiden sich tief in ihre übergroßen Schuttkegel ein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dieser Zustand änderte sich erst beim Rückzug der Schlußeiszeit. Aus den freigegebenen Moränen des Bühl- und später des Gschnitzstadiums werden neuerlich kleinere Schuttkegel aufgeschüttet. Für das Daunstadium ist eine vermehrte Schüttung wohl ziemlich unwahrscheinlich.

Es muß indessen den weiteren Nachforschungen überlassen werden, die genaueren Beziehungen zwischen den Schaltungen der Schuttkegel und den Phasen der Schlußeiszeit klarzustellen.

Zusammenfassung.

Die vorliegende Arbeit berichtet über die Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme von Blatt „Stuben" im Gebiet des obersten Lechtales und des Großen Walsertales.

Für die wichtigsten der beschriebenen Stellen sind außerdem entsprechende Zeichnungen zur Veranschaulichung beigegeben.

Zuerst werden noch einige Detailbeobachtungen aus der Umgebung des Flexenpasses vorgelegt. Sie betreffen die Hasenfluh, die Eisenscharte und die Tithontransgression in der Umgebung des Monzabonsees und an der Ostseite der Mohnenfluh.

Weiter folgt dann eine Beschreibung der einzelnen Schubmassen im hinteren und mittleren Teil des Großen Walsertales.

Bei dieser Beschreibung wird auch genauer auf die von J. Gubler im Jahre 1927 herausgegebene geologische Karte des zentralen Vorarlbergs eingegangen.

Eine größere Abweichung von den Angaben von J. Gubler wurde dabei an der Nordseite des Marultales festgestellt.

Hier handelt es sich nicht um einen langen Streifen von Raibler Schichten, sondern vielmehr um eine Jungschichtenzone, die aus Fleckenmergel, Hornsteinkalken, Aptychenkalken und Kreideschiefern besteht. Diese steil gegen den Flysch aufgeschobene Zone trägt ihrerseits die freischwimmende Deckscholle von Grongkopf—Breithorn—Keller Spitze. Nördlich von dieser Deckscholle liegt das von J. Gubler entdeckte Flyschfenster der Partnomalpe. Das genauere Studium dieses Flyschfensters führte nun zu der Einsicht, daß hier eine alte Auffaltung von Flysch vorliegt, welche bereits durch die Erosion zu einer Erhebung zugeschnitten war, als der letzte Anschub der Kalkalpendecken vor sich ging.

Einerseits sind nämlich diese Decken an der Südseite des Flyschrückens auffallend angeschoppt und zeigen dabei sinnfällig die Struktur ihres mühseligen Bergansteigens.

Anderseits werden dieselben an seiner Ostseite geradezu rechtwinklig abgeknickt.

Die „Formarinstörung" und die mit ihr spitzwinklig verlaufende „Klesenzastörung" lassen sich ebenfalls mit dem Schub der Kalkalpen über ein Relief des Flysches ganz gut in Zusammenhang bringen.

Sie begrenzen einen Einbruch der Schubmassen in eine Talfurche des überfahrenen Untergrundes.

Dieser Einschub kann nach dem Störungsbild wohl nur aus der Richtung von SO gegen NW erfolgt sein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Während die Lechtaldecke sich in voller Breite noch in den Rätikon fortsetzt, findet die Allgäudecke im Großen Walsertal an der Nordseite des Flyschfensters der Partnomalpe mit einer westschauenden Stirne ihr Ende. Das Endstück der Lechtaldecke ist dabei scharf zugeschnitten, aber nicht ausgewalzt.

An der Blasenka ist ein großer Bergsturz gegen Buchboden hinab in Vorbereitung. An ihrer Nordseite treten bunte Senonmergel auf, welche von einem Konglomerat begleitet werden, das sehr reich an exotischen Geröllen ist.

Den Schluß der Arbeit bilden einige ergänzende Angaben über die Eruptivgesteine von Lech sowie über den Schuttinhalt des Großen Walsertales.

An der Nordseite des Lechtales treten Tuffe und Laven von Melaphyr auch noch am Gipfel des Kriegerhorns in den oberen Raibler Schichten (Opponitzer Kalken) auf.

Das Große Walsertal ist ungemein reich mit Schuttmassen ausgestattet.

Gewaltige Massen von Grundmoränen sind im vorderen und mittleren Talteil erhalten. Sie werden von bis 200 *m* mächtigen, lokalen Schottern überlagert.

Deshalb hielt ich im Jahre 1908 die Grundmoränen für Ablagerungen der Rißeiszeit.

Nach meiner heutigen Einsicht handelt es sich jedoch um Grundmoränen der Würmeiszeit und die hangenden Schotter stammen aus der Zeit zwischen Würm- und Schlußeiszeit.

Die Ablagerungen der Schlußeiszeit sind hier weit verbreitet und meist gut erhalten. Als Beispiel wird die prächtige Endmoräne bei Bad Hopfreben beschrieben und abgebildet.

Das Große Walsertal besitzt endlich noch mächtige zwei- bis dreistufige Schuttkegel, deren genauere zeitliche Einordnung noch nicht bestimmt werden konnte.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1931

Band/Volume: 81

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

Artikel/Article: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales 177-216