

Morphologische Untersuchungen im Goms

Autor(en): **Bögli, Alfred**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mémoires de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles.
Géologie et géographie = Mitteilungen der Naturforschenden
Gesellschaft in Freiburg. Geologie und Geographie**

Band (Jahr): **11 (1932-1941)**

Heft 2: **Morphologische Untersuchungen im Goms**

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-307160>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

MEMOIRES
DE LA
SOCIÉTÉ FRIBOURGEOISE
DES
SCIENCES NATURELLES



MITTEILUNGEN
DER
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
IN
FREIBURG (SCHWEIZ)



Morphologische Untersuchungen im Goms

von

Dr. Alfred Bögli



Freiburg
Buchdruckerei Fragnière Frères

1941

Vorwort.

Vorliegende Arbeit stellt eine Zusammenfassung jahrelanger Untersuchungen im Gelände dar. Die erste Zeit wurde vor allem der Untersuchung der südlichen Gneise und des südlichen Aaregranites im Anschluss an die Karte *Fehr's* gewidmet. Zu gleicher Zeit wurde morphologischen Erscheinungen volle Aufmerksamkeit geschenkt. Die zahlreichen Begehungen im Jahre 1939 dienten der Zusammenfassung und Berichtigung früher gewonnener morphologischer Erkenntnisse. Es wurde darauf Bedacht genommen, die Talbeschreibung und die Genesis der Talformen erschöpfend zu behandeln, während Kare durch grosse Zahl und mannigfache Ausbildungsformen eine umfassende Behandlung im Rahmen dieser Arbeit verunmöglichen.

Ich benütze hier die Gelegenheit, Herrn Prof. Hugli sel. zu danken, der mich in die Geologie und Petrographie des Aarmassives und der südlichen Gneise einführte. Ebenso bin ich Herrn Prof. Girardin, dem ich viele Anregungen und wertvolle Hinweise verdanke, und Herrn Prof. Weber, der mir die schriftliche Niederlegung meiner Arbeit durch zahlreiche Ratschläge erleichterte, zu Dank verpflichtet. Auch die Landestopographie möchte ich hier erwähnen, die mir durch verdankenswerte Überlassung von Kopien ihrer photogrammetrischen Aufnahmen 1:10 000 des Gebietes rechts der Rhone zwischen Kühtal und Ritzenhörnern die Behandlung der grossen Ausbruchskegel und die geologische Kartierung sehr erleichterte.

Einleitung.

Das untersuchte Gebiet umfasst das obere Goms im östlichen Wallis. Es liegt zum grössten Teil auf dem Normalblatt Nufenen-W der Landeskarte der Schweiz. Der Teil östlich der Linie Gletsch-Pizzo Gallina findet sich auf den Blättern 397, 398 und 491 des topographischen Atlas der Schweiz. Die Untersuchungen erfassen somit das gesamte Einzugsgebiet der Rhone bis zum Einfluss des Mühlebaches und finden ihre Begrenzung durch die Wasserscheiden zur Aare, zur Reuss, zum Tessin, zur Tosa, zur Binna und zum Fiescherbach.

Das obere Goms war bis jetzt noch nicht Gegenstand einer eingehenden morphologischen Bearbeitung. Hinweise auf die Morphologie dieses Gebietes finden sich jedoch in den Werken verschiedener Autoren. Von ihnen sind wichtig *Venetz* (1857), der die Moräne von Obergestelen dem Daunstadium zuweist, *Bodmer* (1880), der eine erste Klassifikation der Terrassen im Wallis versucht, *Penck* und *Brückner*, die in grosszügiger Zusammenfassung eine erste wirklich brauchbare Grundlage schaffen (1901—1909) und *Hess* (1913), der die Tröge der vier Eiszeiten in den Terrassen nördlich Mühlebach zu erkennen glaubt. *Machatschek* und *Staub* haben in ihren morphologischen Untersuchungen im Wallis auch für das Goms die grossen Züge der Genesis festgelegt (1927).

Das Untersuchungsgebiet liegt im Osten im zentralen Aaregranit. Der südliche Aaregranit bildet die Meienwang und den Aargrat mit den südlich anschliessenden verkarten Hochflächen. Der rechte Rhonetalhang wird von den südlichen Gneisen eingenommen, und nur an wenigen Stellen, so bei Ulrichen, finden sich mesozoische Gesteine der Urserenmulde. Die südlichen Gneise greifen östlich Gletsch auf den linken Talhang über und bilden

dort den NW-Hang des Längisgrates. Sie werden an dessen Südhang durch die wohlausgebildete Gesteinsserie der Urserenmulde abgelöst. Südlich der Furche, gebildet aus Rhonetal, Längistal und Furka, setzt mit permokarbonischen Gesteinen das Gotthardmassiv ein. Der ganze linksseitige Talhang wird von den Gneisen der Gurschenzone eingenommen. Im Einzugsgebiet des Gerenwassers findet sich Rotondogranit. Der Hintergrund der grösseren Täler westlich des Pizzo Gallina wird durch die Bündnerschiefer der Nufenen-Bedretto-Zone gebildet.

A. Talbeschreibung.

1. Das Rhonetal.

Von Fiesch herkommend gewinnt die Strasse in zahlreichen Windungen eine über der Rhoneschlucht liegende Terrasse. Jenseits der Rhone erkennt man auf annähernd gleicher Höhe die Terrassen von Ernen und Mühlebach und talauswärts den Rücken von Binnachern. Ostwärts nimmt die Schluchttiefe schnell ab, die Terrassen verbreitern sich immer mehr und vereinigen sich östlich Blitzingen zum Talboden des Goms. Mit Ausnahme der hintersten 9 km, die vollkommen flach sind, werden Talgrund und Terrassen durch zahlreiche kleine und grosse Schuttkegel gegliedert. Das Trogtal ist durch den Längis- und Grüngufergrat abgeschlossen.

Östlich Oberwald erreicht die Rhone, aus nördlicher Richtung kommend, durch ein enges und steiles Quertal das Haupttal. Auf einem grossen, flachen Schwemmkegel vereinigt sie sich hier mit dem Längisbach und dem Goneri. Oberhalb des Quertales schwenkt der Gletschboden, der eine zu historischen Zeiten vergletscherte Sandebene darstellt, in die Haupttalrichtung ein und endet vor dem Absturz des Rhonegletschers.

Machatschek und *Staub* haben die Terrassen des Gomsernieaus durch das mittlere und untere Wallis verfolgt und den Beweis erbracht, dass das Tal im zweiten Interglacial entstanden ist. Das Anstehende ist nach diesen Autoren von einer hohen Schuttschicht bedeckt und östlich Niederwald übertieft. Diese Frage schien mir genauerer Untersuchung würdig.

Bei Steinhaus lässt sich im Bett des Rufibaches auf 1220 m Höhe anstehender Fels feststellen. Jenseits der im Anstehenden verlaufenden Schlucht sind an der Strasse Gneise aufgeschlossen. Der Hügelzug, der sich von Mühlebach zum Galgenhügel bei Ernen

hinzieht, wird grossenteils aus anstehendem Fels gebildet. Die Talschwelle lag hier somit auf mindestens 1220 m Höhe.

Im grossen Interglacial verlief das Rhonebett südlich des oben erwähnten Hügelzuges (siehe Seite 40). Die Verlegung auf die Nordseite erfolgte im letzten Interglacial und war von einer beträchtlichen Eintiefung begleitet. Moränen, in den höheren Lagen der Schlucht auftretend, beweisen das. Die tieferen Stellen mit fast senkrechten Wänden sind postdiluvialer Entstehung.

Bis Oberwald ergibt sich auf eine Strecke von 20 km Luftlinie ein Gefälle von nur 140 m oder 0,7%. Die Tiefe, in welcher sich das anstehende Gestein im Talboden von Oberwald befindet, ist nicht bekannt. Doch liegt unter der Stufe von Gletsch eine Übertiefung, die ihre Entstehung der Eiserosion in den weichen Gesteinen der Urserenmulde verdankt. Die Einrahmung der Dolomite, Kalke und Phyllite durch harte Gneise und injizierte Amphibolite hat die Beckenbildung unterstützt. Die weichen Sedimente keilen westlich Ulrichen aus. Die letzte Fundstelle liegt am Niederbach, wo ich an einem schlechten Aufschlusse einige Glimmerquarzite anstehend vorfand. In der Fortsetzung der Urserenmulde sind bei Geschinen und Münster die Gesteine gneisiger Natur. Übertiefungen am Fusse von Stufen sind meist von beschränkter Ausdehnung; um so mehr muss dies für den Hintergrund des Haupttales gelten, da die weichen Urserensedimente schon bei Ulrichen auskeilen. Nehme ich zugleich die Überlegung *Machatschek's* zu Hilfe, dass steilere Trogwände auf tiefere Lage der Talsohle schliessen lassen, so komme ich zum Schlusse, dass die Übertiefung gegen Westen nicht über Ulrichen hinausreicht. Die Talwände sind bei Steinhaus, also an der Talschwelle, am steilsten und finden nur östlich Obergestelen, ebenfalls am linken Talhang, ein Gegenstück.

Der Lauf der Rhone zerfällt in vier grosse Abschnitte: Rhonegletscher, Gletschboden, Rhonequertal und Haupttal.

a) Der **Rhonegletscher** weist drei Stufen auf. Über dem Absturz der Gletscherzunge zur Sandrebene des Gletschbodens liegt die erste mit einer Schwellenhöhe von 2300 m. Sie ist nicht besonders ausgedehnt und endet am gut ausgeprägten Aufschwung zur 200 m höher liegenden Fläche. Nach *Machatschek* und *Staub* ist diese Stufe pliocänen Alters. Ihr folgt auf 2800 m eine weitere, die noch älter ist als die pliocäne Fläche *Machatschek's*. Aus tektonischen Grün-

den kann sie höchstens mittelpliocän sein. Ihr Alter ist jedoch nicht bestimmbar und sie soll fernerhin als « ältere pliocäne Fläche » der « jüngeren pliocänen Fläche » gegenübergestellt werden.

b) Der **Gletschboden** liegt ca 400 m über dem Haupttalboden aus dem grossen Interglacial und gehört dem Günz-Mindel-Interglacial an. Der Abstand des jetzigen Talbodens vom präglacialen ist am Gletscherende noch 500 m, bei Gletsch aber 380 m. Eine derart ausgeprägte Konvergenz von Talböden in der Richtung des Gefälles ist abnormal. Andererseits zieht sich am linken Talhang ein Gesimse zum Muttbach hinauf und quert ihn bei ca 1900 m. Rechts des Gletschers kann man Aequivalente auf 1950 m Höhe erkennen. Es sind die Reste des Tales aus dem 1. Interglacial. Die jetzige, bis zu 150 m betragende Eintiefung des hintersten Gletschbodens ist eine teilweise aufgeschotterte Übertiefung am Fusse des Rhonegletscherabsturzes. Das durchschnittliche Gefälle des Flusslaufes beträgt hier 2%. Rezente Moränen hinter den Hotels zeigen den Stand des Gletschers im 18. und 19. Jahrhundert an.

c) Das **Quertal** macht sich durch Rückwärtserosion bis zur ersten Strassenbrücke westliche Gletsch bemerkbar. Mit grossem Gefälle wird die vom « Arsch » herkommende Sackung aus den injizierten Amphiboliten umflossen. Diese Sackung zwang nach *Buxtorf* die Rhone zu einer Laufverlegung. Unterhalb der Eisenbahnbrücke verläuft das Quertal flacher und ausgesprochen V-förmig bis zur Spitze des Schwemmkegels bei St. Niklaus. Das Durchschnittsgefälle ist 15%.

d) Der Hintergrund des weiten **Haupttales** des *Goms* wird von einer 9 km langen Aufschüttungsebene (Bild 1) eingenommen, die im Westen durch das Münsterfeld abgeschlossen wird. Zahlreiche Schuttkegel und Tiefenerosion der Rhone ab Reckingen geben dem Talboden talauswärts ein vollkommen verändertes Aussehen. Die grossen Schuttkegel des Münsterfeldes, der Reckingerlauri und des Ritzingerfeldes gliedern das Tal in vier Abschnitte.

Der erste Abschnitt (Bild 1) umfasst den östlichen flachen Teil bis zur Rhonebrücke bei Geschinen und ist durch Rückstau am Münsterfeld entstanden. Der Boden ist sumpfig und war früher den Hochwassern der Rhone in beträchtlichem Masse ausgesetzt. Daher schmiegte sich die Strasse an den Fuss des sonnseitigen Talhanges und verläuft auf einer etwas erhöhten Piste.

Die Stirnmoräne bei Obergestelen, von *Venez* schon 1857 dem Daunstadium zugewiesen, hat keine Gefällsveränderungen der Rhone zur Folge, zwingt sie jedoch zum Ausweichen an den linken Talhang. Diese Wirkung wird noch durch den grossen Schuttkegel des Mühlebaches verstärkt. *Venez* hat den Talboden zwischen Obergestelen und Oberwald als versumpftes Zungenbecken bezeichnet. Die Aufschüttung der ganzen Ebene erfolgte postdaun und mit feinem Material, das stellenweise organische Ablagerungen enthält. So sind westlich Ulrichen durch die neue Strassenanlage beträchtliche Lagen eines sandigen Torfes angeschnitten worden, die bis 5 m über den heutigen Talboden hinaufreichen. Einst musste sich daher ein See hinter dem Münsterfeld ausgebreitet haben, der bis Oberwald reichte. Sein Spiegel senkte sich allmählich mit fortschreitender Erosion am Münsterfeld. Abrasionsterrassen konnten keine nachgewiesen werden, da das Moränenmaterial ihrer Erhaltung nicht günstig ist. Sie konnten bei der relativ kurzen Dauer des Stausees nicht gross gewesen sein.

Auf einer Strecke von 7 km Luftlinie beträgt das Gefälle der Rhone 0,37%. Es ist sehr ausgeglichen und wird weder durch die Daunmoräne von Obergestelen noch durch die seitlichen Schuttkegel beeinflusst.

Siedlungsgeographisch fällt die Lage von Obergestelen und Unterwasser auf. Alle wichtigeren Ortschaften befinden sich östlich Niederwald auf der Sonnseite des Tales. Eine Ausnahme bilden die beiden obenerwähnten. Unterwasser liegt am Ausgange eines alpwirtschaftlich wichtigen Talsystems an lawinengeschützter Stelle. Die Lage von Obergestelen in der Talmitte, auf der Daunmoräne des Rhonegletschers, ist nicht wirtschaftlich bedingt. Der Schutz vor Lawinenkatastrophen und Überschwemmungen ist ausschlaggebend. Oberwald, Ulrichen und Geschinen sind an relativ lawinengeschützter Stelle am Sonnenhang gelegen. Ulrichen besass früher eine gewisse Wichtigkeit, endeten doch hier Grimsel- und Griespass, die zusammen die kürzeste Verbindung zwischen Bern und dem Pomat darstellten. So kam es, dass die aufstrebende Mutzenstadt den Versuch unternahm, diesen wichtigen Ort in ihre Hand zu bekommen, was jedoch gründlich misslang. Die heutige Längsverbinding war damals nicht wichtig und diente nur einem geringen internen Verkehr. Durch Eröffnung der grossen

Querstrassen Simplon und Gotthard verlor Ulrichen seine Bedeutung. Erst neuerdings, mit der Erstellung des Zollamtes und infolge seiner strategischen Lage, ist diese wieder etwas gestiegen.

Der zweite Abschnitt, vor dem Münsterfeld gelegen, ist durch verdoppeltes Gefälle (0,73%) ausgezeichnet. Auf einer Länge von 1½ km sinkt die Rhone um 11 m. Münster, im wesentlichen auf dem Münsterfeld gelegen, ist noch diesem Teile zuzuweisen.

Die Rhone hat sich nicht sonderlich tief in den Schuttkegel des Münsterfeldes eingeschnitten. Durch Mäandern hat sie eine schmale Flussaue gebildet. Ihre bogenförmigen Abschnitte sind am Schuttkegel gut sichtbar.

Die Verhältnisse im dritten Teil sind jenen des ersten ähnlich. Das Gefälle sinkt infolge Stauwirkung durch die Reckingerlauri und den Schwemmkegel der Blinne wieder auf 0,37%. Im westlichen Teile der « Matten » sind eine Anzahl alter Flusschlingen erkennbar. Die ältesten sind nur noch durch eine Reihe verlandender Löcher angedeutet, die früher dem Rotten des Flachses dienten. Das Vorhandensein von Torf ist wahrscheinlich, aber infolge einer dicken Schicht von Schwemmmaterial des Münstigerbaches und der Rhone nicht nachweisbar.

Der vierte Abschnitt steht unter dem Einflusse verstärkter Erosion durch die Rhone. Von Reckingen bis Biel (Goms) verläuft der Fluss in einer Talaue mit zunehmendem Gefälle, das im Durchschnitt 1,25% beträgt. Terrassen finden sich am Ritzingerfeld und am Schwemmkegel der Blinne. Sie fehlen dann bis Ritzingen, werden bei Biel deutlicher und bilden westlich davon beidseitig der Rhone die eingangs erwähnten Terrassen (Bild 2). Sie sind auf der linken Seite bis Ernen, auf der rechten bis Fürgangen durchgehend erkennbar.

Das Gefälle der Rhone steigt von 1,5%, für die Strecke Biel-Blitzingen, auf 2,6% bis Steinhaus, 3,5% bis Mühlebach und hat nördlich Ernen mit 5% keineswegs das Maximum erreicht.

In diesem Abschnitt reiht sich, im Gegensatz zu den drei andern, Dorf an Dorf. Der flache, häufig sumpfige Talboden der östlichen Gemeinden kann keine grössere Bevölkerung ernähren. Pflanzliche Nahrungsmittel lassen sich nur am Sonnenhang anbauen, da die Schattseite infolge Wärmemangels ausser Betracht fällt. Die Sonnseite ist jedoch steil und teilweise unfruchtbar und

deshalb nur beschränkt verwendungsfähig. Das grosse Münsterfeld wird fast ganz von der Gemeinde Münster beansprucht, die mit 477 Seelen die grösste Ortschaft des obern Goms darstellt. Ein kleiner Teil wird von Geschinen aus bearbeitet. Bezeichnend ist hier, auch, dass der Getreidebau erst ab 1420 m Höhe einsetzt, weil die tieferen Lagen zu wenig Sonne erhalten.

Durch die grössere Eintiefung der Rhone und die geringere Steilheit der am Sonnenhang sich anschmiegenden Moränenreste wird der Platz für Körnerfrüchte und Gespinstpflanzen im vierten Abschnitt grösser; zugleich sind hier die Alpverhältnisse günstiger. Dieses Zusammentreffen erklärt die grössere Bewohnerzahl und die Häufung der Siedlungen westlich Reckingen. 1870 lebten in den Dörfern zwischen Niederwald und Reckingen (6 km) um 23% mehr Menschen als zwischen Geschinen und Oberwald (7 km). 1900 stieg der Überschuss auf 29% und 1920 auf 41%. (Münster vermittelt zwischen beiden Abschnitten und wurde daher nicht mitgezählt.)

Erst die Viehzucht erklärt die Existenz einer Bevölkerung von 2750 Seelen in diesem Tale, dessen durchschnittliche Sohlenhöhe 1340 m beträgt. Industrien fehlen ganz. Ein allmählich zunehmender Fremdenverkehr bot in den letzten Jahren eine willkommene Entschädigung für den zurückgehenden Käseabsatz und die sinkenden Viehpreise. Die Äcker reichen in den seltensten Fällen bis auf 1250 m hinunter. Die untere Grenze liegt bei Ritzingen schon auf 1350 m und steigt bis Münster auf 1400 m an, um bis Oberwald wieder auf 1375 m zu sinken. Die obere Grenze liegt bei Münster auf 1500 m am Moränenhang und auf 1530 m am Münsterfeld. Sie sinkt sowohl talaus- wie taleinwärts.

2. Die linken Seitentäler.

Einige grössere Nebentäler sind im linksseitigen Rhonetalhang entwickelt. Sie sind alle alpwirtschaftlich wichtig. Zahlreiche kleine Täler und Runsen zerschneiden ausserdem den Talhang und bilden mit Ausnahme des Merezembaches und des Muttbaches eher ein Hindernis zum Erreichen der hochgelegenen Alpen. Die V-förmigen Einschnitte öffnen sich jedoch über 2000 m zu karartigen Gebilden, in denen die fruchtbarsten Weiden liegen.

a) Das **Rappental** setzt sich aus einem Quer- und einem Längstal zusammen. In enger Steilschlucht, die im Anstehenden verläuft, überwindet der Mühlebach die 100 m Höhendifferenz zwischen dem alten Talboden der Rhone und ihrem heutigen Lauf. Die Talsohle aus dem grossen Interglacial (II) liegt auf 1200 m Höhe und trägt nur geringe Moränenbedeckung. Der Mühlebach folgte im letzten Interglacial dem Rhonelauf aus dem grossen Interglacial gegen Ernen hin. Die Entstehung der Mühlebachschlucht ist postglacial.

Der Mühlebach erreicht auf 1260 m Höhe, aus dem engen, V-förmigen Quertal kommend, das Rhonetal. Bei 1680 m hat eine Sackung eine Verflachung des Talbodens erzeugt. Allmählich an

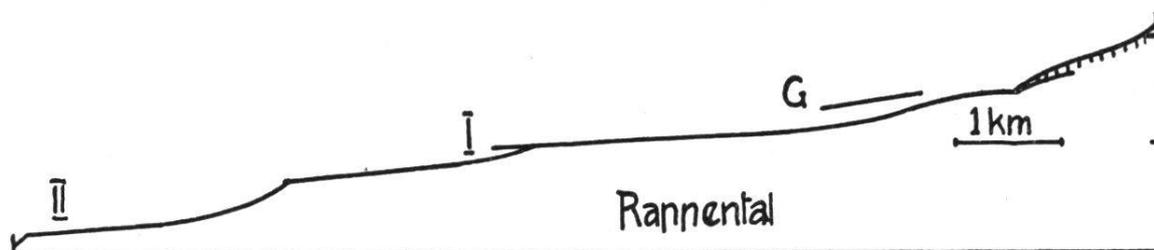


Fig. 1.

Gefälle zunehmend, biegt das Tal in die Streichrichtung des Gebirges um. Die schwache Stufenbildung der Talsohle ist auf seitliche Rutschungen aus den Bündnerschiefern zurückzuführen. Bei 1940 m erreicht man den alten Talboden aus dem ersten Interglacial (I). Schuttkegel aus den weichen Bündnerschiefern der linken Talseite stufen ihn. Hinter Ripei nimmt das Gefälle bis 2300 m zu. Unter den grossen Schuttmengen, die das Tal erfüllen, muss eine Talstufe liegen, die mit der Verflachung bei «Z'Rappen» korrespondiert. Es sind Reste des nur wenig in das präglaciale Tal eingesenkten Günztroges (G). Eine höhere Stufe schliesst die karartige Mulde mit Moränen ab; diese Mulde entstand durch Erosion des Rappengletschers an dessen Umbiegung zum Rappental. Die Moränen sind rezent.

Die Talfurche ist tektonisch bedingt und liegt an der Grenzfläche des Gotthardmassives zu den penninischen Bündnerschiefern vor der Stirn der Monte Leone-Ofenhorndecke.

b) Rhoneaufwärts sind 11 verschiedene Runsen bis zum Blinental feststellbar. Besonderes Interesse verdient der **Rufibach**

(Bild 3), der ein schönes Beispiel für einen Wildbachanriss bietet. Er ist der einzige rezente Wildbach des Goms, da der Längisbach, der in der Fortsetzung des Haupttales in den weichen Gesteinen der Urserenzone liegt, diesen Namen kaum verdient. Auffällig ist der Unterschied zwischen dem kahlen Anriss des Rufibaches und den bewachsenen Nischen der Ritzinger-, Reckinger- und Münsterlauri.

Interessant sind ferner **Bettelbach**, **Krimpe**, **Spissbach** und **Ritzibach**, weil sie gut ausgebildeten Treppenkarren entspringen. Die kleinen Wassermengen des Spissbaches verlaufen im Geröll unterhalb der Alp Mürisboden und erscheinen erst wieder auf der Höhe von 1800 m als Schuttquelle. Bei grösseren Regenfällen oder bei Schneeschmelze besteht ein oberirdischer Ablauf.

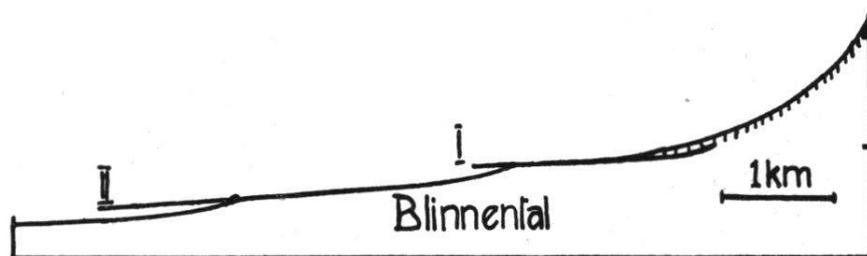


Fig. 2.

c) Über einen wenig geneigten grossen Schuttkegel fliesst die **Blinne** in die Rhone. Das Gefälle beträgt 5%. Der Talausgang liegt hoch über der Blinne, die in einer tiefen Schlucht dahinfliesst. Steil senkt sich der alte Talboden aus 1500 m Höhe rundbuckelgeschmückt über P. 1443 zum Rhonetal. Die Ausgangsschlucht ist dem letzten Interglacial zuzuschreiben und überwindet die 120 m Höhendifferenz zwischen dem alten Talboden und dem Schwemmkegel. Die Schlucht war ursprünglich noch tiefer und wurde durch Rückstau allmählich wieder aufgefüllt (siehe Merezénbach).

Die Talsohle steigt von 1500 m an mit gleichmässigem Gefälle bis zur Schwelle bei 1800 m, wo das Tal des 1. Interglaciales (I) beginnt. Diese Gefällsveränderung kann sowohl auf den rechtsseitigen Schuttkegel als auch auf eine Felsschwelle zurückzuführen sein. Das Letztere erscheint wahrscheinlicher obschon kein offener Beweis dafür vorliegt. Bis hierher hat die Rückwärtserosion im grossen Interglacial (II) gereicht. Mit 10% Gefälle steigt das Tal, das weiter unten doppelt so steil ist, gegen den Blinnengletscher an, da-

bei allmählich an Neigung zunehmend. Am Gletscher ist sie schon auf 35% gestiegen und erreicht im Sammeltrichter 55%.

Das Tal ist mit Ausnahme des Talhintergrundes und der Ausgangsschlucht ausgesprochen trogförmig. Der Talabschluss liegt in den Bündnerschiefern der Bedretto-Nufenenzone, deren weiche Gesteine Geländeformen nur selten über längere Zeiträume bewahren. Das Ausklingen ist jedoch nicht durch die weichen Schiefer bedingt, da die Trogschulter bei Schwarzegg auf 2400 m schon im Knotenschiefer liegt und mit grosser Steilheit bis Schiltinen auf 2577 m und 2730 m steigt. Auf der linken Talseite entspricht diesem Niveau der Bockbiel mit P. 2506. Der Talschluss war präglacial viel weniger steil und lag nördlich des Grenzkammes. Er verlief vom Mittaghorn ostwärts zu P. 2800, P. 2897, P. 3259 und zum Blinnenhorn.

d) Der **Lauibach**, zwischen Blinnental und Merezenbachtal liegend, ist ausserordentlich steil. Er erinnert in seiner Anlage an die weiter westwärts der Rhone zufließenden Ernergalenbäche. Die Talanlage, im Pliocän wenig ausgeprägt, erfuhr präglacial durch Rückwärtserosion eine starke Vertiefung; deren Reste sind als Hohbachalp erhalten. Der Hochbachkeller liegt auf einer Moräne, die einem Rückzugsstadium des Hochbachgletschers, der heute ganz verschwunden ist, angehörte.

Vom Hohbachkeller an abwärts ist der Querschnitt des Tales mehr oder weniger V-förmig. Ein Gefällsbruch liegt bei 1800 m. Hier verschneidet sich der steilere, teilweise rezente Taleinschnitt mit dem weniger steilen aus dem grossen Interglacial. Ihre Gefälle verhalten sich wie 4:3. Die etwas U-förmige V-Form des oberen Teiles wird hier von der reinen V-Form abgelöst. Die Anlage des untersten Abschnittes hat in der Hauptsache im letzten Interglacial stattgefunden, wie die Moränen in den tieferen Lagen beweisen. Eisrückstau und Schutz durch eine dicke Moränendecke verhinderten die Ausbildung der U-Form.

Das Kar im Fleschen, bei P. 2257, liegt in einer verschieferten Gneiszone. Der ehemalige Karsee ist durch den Schuttkegel des Lauibaches unterhalb der grossen Steilstufe zugedeckt worden.

Die Hochbachseen liegen hinter einer Schwelle von 2450 m Höhe; diese Schwelle gehört einem pliocänen Niveau an. Auffallend ist die Linie, die sich von den Seen durch die Lücke zwischen Stock

und Sedelhorn zum Distelpass und weiter zwischen P. 2743 und P. 2660 hindurch zum Schitertälli verfolgen lässt. Es ist eine alte, in die Tiefe projizierte Talanlage, die einem miocänen Nebenfluss der Uraare angehören mochte, wie sie *Staub* in seinem Werke über « Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie » annimmt. Überhaupt ist die ganze Anlage der Gipfelhöhen und Hochflächen für das Gebiet zwischen Blinnen- und Äginental kaum erklärbar ohne weitgehende Berücksichtigung der im obengenannten Werke dargelegten Gedanken (siehe S. 43).

In der pliocänen Talfläche ist durch selektive Glacialerosion die primär vorhandene Querrinne vertieft worden. Die Schwelle bei P. 2498, zwischen den Hohbachseen und der Teifschlucht, gehört der alten Oberfläche an und zeigt, dass die Seenmulde durch einen Kargletscher 30 bis 40 m in die jüngere pliocäne Fläche eingetieft worden ist. Über der Isohypse von 2500 m ist diese in Form einer ausgedehnten Rundbuckellandschaft erhalten, die von teilweise tektonisch bedingten Tälchen gequert wird.

Ab 2640 m ändert der Charakter der Landschaft neuerdings. Das Gefälle sinkt auf einen Drittel und die Schuttmengen sind wesentlich grösser. Die Rundbuckel sind zwar noch schön ausgebildet, dominieren aber im Landschaftsbild nicht mehr. Der Grat von P. 2647,0 zu P. 2795 wandelt sich allmählich in einen Blockgrat um. Die Ringeni gehören nach Aussehen und Höhenlage zum älteren pliocänen Niveau.

Die Moränen des Hohbachtals enthalten keine Gesteine der Bedrettomulde, woraus zu schliessen ist, dass in der Würmeiszeit keine Transfluenz von Gletschern aus dem Gebiet des Merezenbachschije stattgefunden hat. Die Furche des Hohlauibaches hat somit in der Würmeiszeit schon bestanden und ist oberhalb des Gefällknickes von Hohlauibiel sehr wahrscheinlich sogar präglacial. Die Verhältnisse an den Ritzbergen sind ähnlich.

e) Das **Merezenbachtal** (Bild 4), einer verkleinerten Ausgabe des Blinnentales gleichend, ist relativ kurz. Der Talabschluss liegt jedoch wesentlich höher, wodurch sich die grössere Steilheit von selbst erklärt. Das Merezenbachtal hat sich aus dem Typus des Hohbachtals entwickelt.

Das Tal beginnt mit einer Schlucht bei 1400 m Höhe. Wie beim Blinnental reicht der Schuttkegel ein gutes Stück in sie hinein.

Seit dem Daunvorstoss sind nach F. *Wiegerts* (vergl. *Wahnschaffe*, Geologie des norddeutschen Tieflandes), der das Daunstadium ins ausgehende Frühneolithikum verlegt, ungefähr 7000 Jahre vergangen. Der Rückstau, der teilweise mit der Bildung des Münsterfeldes zusammenhängt, geht auf die Daunzeit zurück (siehe C. Die grossen Schuttkegel des Goms). Die Schlucht bestand zu jener Zeit also schon in ihrer vollen Tiefe. Der Abstand von nur $4\frac{1}{2}$ km von den Daunmoränen des Rhonegletschers zeigt, dass nicht das gesamte Interstadial Gschnitz-Daun zur Erosion zur Verfügung stand. Die Gschnitzmoränen liegen nach *Brückner* 60 km weiter westlich bei Siders. Dieses Interstadial hat nach *Wiegerts* ebenfalls an die 7000 Jahre gedauert. Der Rückzug des Gletschers erfolgte nicht gleichmässig auf der ganzen Tallänge, so dass die Gegend von Niederwald bis Ulrichen viel früher eisfrei war, als die Zungenbecken aus dem Daunstadium bei Fiesch und Brig (*Brückner*). Da schon *Venez*, aber auch viele andere Autoren, das Daunstadium als Vorstoss betrachten, so ist anzunehmen, dass die Gegend von Münster mindestens während der letzten Hälfte des Interstadials eisfrei war. Diese Zeit genügt aber keineswegs zur Bildung einer solchen Schlucht im Gotthardgneis, auch wenn man berücksichtigt, dass das Gestein teilweise schiefrig ist. Diese Beobachtungen gelten nicht nur fürs Merezenbachtal, sondern auch für alle andern Seitentäler mit Endschluchten wie Blinnental, Äginental und Gerental.

Über der Schlucht erreicht man einen V-förmigen Abschnitt mit angedeuteter U-Form, der dem grossen Interglacial zuzuschreiben ist. Die relativ geringe Erosion während des grossen Interglaciales ist daraus zu erklären, dass das Haupttal vor allem durch Rückwärtserosion entstand. Diese erreichte das Seitental zu einer Zeit, da dessen Wasserabfluss sehr gering war. Rückstau des Seitengletschers durch den Rhonegletscher und damit verbundene Verringerung der Erosionskraft bewahrten die V-Form vor der Zerstörung.

In ausgeprägter U-Form bietet sich das Tal des ersten Interglaciales dem Auge dar. Sie Sohle ist eine fluvioglaciale Schotterebene und gegen hinten stark mit Lawinenschutt überführt.

Die folgende Stufe wird durch einen Steinkern gebildet, der durch die Ablagerungen des Merezenbachgletschers vollkommen verdeckt wird. Sein Vorhandensein kann nur aus den seitlichen

Felsformen abgeleitet werden. Grund- und Seitenmoränen sind weit darüber hinausgeschoben worden, wie die Drumlinlandschaft im alten Zungenbecken, die nur bei hoher Moränenbedeckung entsteht, und die tief eingefressenen Durchflussrinnen des Mereznbaches, die kein anstehendes Gestein entblößen, zur Genüge beweisen. Für die Felsschwelle spricht vor allem die geringe Höhe der Stirnmoräne von höchstens 4 Metern im Gegensatz zur Stufenhöhe von 170 m. Der schuttreiche Gletscher schob seine Stirnmoräne über die Stufe hinaus, wobei die abrutschenden Moränenmassen immer wieder ersetzt werden mussten. Die Moränen gehören dem Daunstadium an.

Der dahinter liegende Talboden gehört wahrscheinlich dem Günztrog an, da im andern Falle das präglaciale Tal ein viel zu kleines Gefälle zum Rhonetal aufgewiesen hätte. Dafür spricht auch die Trogschulter, die von den Moosmatten bis hierher sicherlich nicht nur 100 m ansteigt. Viel wahrscheinlicher ist die Schwelle der Eukumme auf 2340 m und jene der Tiefschlucht auf 2380 m als präglacial anzunehmen. Zum präglacialen Talschluss gehört möglicherweise die Stufe bei 2560 m.

f) **Äginen-** und **Gerental** sind ausgezeichnet durch ein kurzes, vor der Mündung eingeschaltetes Längstalstück. An der Umbiegungsstelle zum Durchbruch ins Rhonetal mündet der Kühtalbach in die Ägina und das Gonerliwasser ins Gerenwasser.

Der Schuttkegel der **Ägina** besitzt eine Fortsetzung innerhalb der Schlucht. Das Gefälle steigt von 5% auf dem Schwemmkegel auf 28% beim Einfluss des Kühtalbaches, dessen Mündung stark verschleppt ist. Oberhalb der alten Mündung sinkt das Gefälle während 600 m auf weniger als 10%. Das Längstalstück ist schon im grossen Interglacial (II) entstanden, da die relativ wasserreiche Ägina naturgemäss leichter der Eintiefung des Haupttales folgen konnte als die wasserärmeren westlichen Nachbarn.

An der Umbiegung zum Quertal stehen wir erneut vor einer Stufe. Sie führt auf einen höheren Talboden. Ein Felssturz aus dem rechten Talhang mit aufgesetzten Lawinenschuttkegeln hat den Talboden bis auf eine Höhe von 1640 m zugeschüttet. Dahinter liegt die Ebene von Arennest mit nur 4% Gefälle. Bei der Einmündung des Saasbaches steigt es vorübergehend, um im Hohsand sogar auf 2% zu sinken. Da sich der gesamte Talboden unter der

Isohypse von 1800 m befindet und sich bis gegen 1600 m hinunterzieht, kann er nicht dem ersten Interglacial angehören, denn die Rhonerinne besass zu jener Zeit bei Ulrichen mindestens 1650 m Höhe. Dieses Talstück ist zusammen mit dem kleinen Längstal, das sogar bis 1550 m hinunterreicht, im grossen Interglacial (II) entstanden.

Die Doppelstufe beim Ladstafel, mit einer Gesamthöhe von 125 m, besteht oben aus einer Konfluenzstufe. Unten wird sie durch eine Stufe gebildet, die im grossen Interglacial entstand. Dazwischen liegt eine Verflachung. Das kurze Talstück hinter dem Ladstafel stammt aus dem ersten Interglacial (I) und wurde in den folgenden Eiszeiten vertieft.

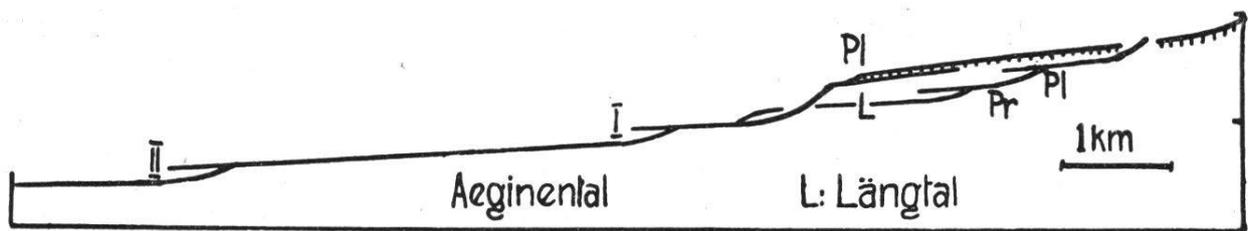


Fig. 3.

Über einem 400 m hohen Aufschwung liegt die pliocäne Hochfläche (Pl) des Griesgletschers (Bild 5). Noch im 19. Jahrhundert füllte dieser Gletscher den Moränenzirkus hinter dem Altstafel, während um die Jahrhundertwende die Gletscherzunge bis 2000 m herunterreichte. Heute liegt das Gletscherende am Rande des Hochplateaus bei 2340 m Höhe. Die ganze Stufe ist mit wunderschönen Gletscherschliffen bedeckt und in eine Rundbuckellandschaft umgewandelt.

Von der linken Seite her mündet in 100 m hoher Stufe das Längtal (L). Mitten im Durchbruch durch den Altstafelriegel vereinigt sich in nicht besonders tiefer, doch enger Schlucht der Längbach mit der Ägina. Nördlich der Tuchmatt fliesst der Längbach in Glimmermarmoren der Trias, deren gleichmässig dicke, helle Platten, die durch den Glimmergehalt einen Stich ins Bräunlich-Grünliche aufweisen, das Bedeckungsmaterial der Längtalhütten liefern. Die Übertiefung des Äginentales gegenüber dem Längtal ist mit höchstens 40 Metern gering zu nennen. Dies entspricht dem wenig kleineren Einzugsgebiet des Längtalgletschers. In den Hocheiszeiten fehlten Erosionsunterschiede vollständig, da beide Gletscher im

Firngebiet mit geringen erosiven Wirkungen an der Firnsohle lagen. Diese wurden durch Rückstau am Rhonegletscher noch vermindert. So wirkten sich nur Anfang und Ende der Eiszeiten aus. Das frühere Vorstossen und spätere Wegschmelzen des Griesgletschers hatte in dem früher eisfrei werdenden Längtal einen Rückstau zur Folge, wobei der Talboden um beträchtliche Schottermengen erhöht wurde. Die fluviatilen und fluvioglacialen Schotter sind besonders von den Stillgalen her mit Gehängeschutt überführt worden.

Im Hintergrunde liegt über einer 60 m hohen Stufe ein Sammeltrichter, der einen präglacialen (Pr) Talschluss darstellt. Von hier aus besteht eine Verbindung über Vorderdistel (2300 m) zum Gesimse bei 2200 m östlich des Kühtalbochten (Trogshulter). Im Zentrum des karartigen Trichters ist eine Übertiefung von mindestens 30 m feststellbar.

Die Karschwelle westlich Oberdistel, auf einer 220 m hohen Stufe gelegen, lässt sich über Rämuni und die Hochflächen nördlich des Bochtenhornes mit den flacheren Partien von ca. 2300 m über den Moosmatten zu einer genetischen Einheit zusammenschliessen. Die Karschwelle des Distelseekares gehört ebenfalls dieser Einheit an. Beide Kare sind ca. 40 m in die jüngere pliocäne (Pl) Fläche eingesenkt. Zur jüngeren pliocänen Oberfläche gehört ebenfalls die Rundbuckellandschaft über den Karwänden des Distelsees.

Die obersten, flacheren Stellen der Ritzberge, im besondern die östlichen Hochflächen, sind dem älteren pliocänen Talsystem zuzuordnen (siehe S. 15).

In den Erratika der Ritzberge und des Distelgebietes kommen keine Bündnerschiefer vor. Daraus ist ersichtlich, dass der Ritzgletscher die Rinne östlich P. 2768 nicht überschritten hat. Auffallend ist die grosse Ähnlichkeit mit den Verhältnissen im Hohlaui-tal und am Grat zwischen P. 2795 und P. 2647,0 südlich Ringeni.

g) Die Verhältnisse im **Gerental** weisen grosse Ähnlichkeit mit jenen des Äginentales auf, doch ist das Einzugsgebiet noch grösser und daher das Gefälle geringer, die Stufen flacher. Der Rückstau ist 400 m weit in die Durchbruchsschlucht hinein verfolgbar. Diese stammt aus dem dritten Interglacial. Unter dem Drucke der Eismassen sind die Gneise am Gerendorfplateau teilweise verschoben worden, so dass ihr Streichen jetzt N 80° E (alpin N 57° E) beträgt. Die Schlucht wurde während der Würmeiszeit mit Mo-

ränen gefüllt und bis zum Daunstadium in der Hauptsache wieder freigelegt. Mit dem endgültigen Rückzuge des Rhonegletschers erfolgte die Aufschüttung des Schuttkegels, der durch Verminderung des Gefälles auch in der Durchbruchsschlucht Akkumulation zur Folge hatte.

Bei der Umbiegung des Quertales zum Längstal ist durch Vermehrung der Wassermengen um jene des Gonerliwassers eine Stufe entstanden. Das Gonerliwasser kommt aus dem Gonerli, einer 1800 m hoch gelegenen Alp. Die trennende Stufe ist sehr steil. Das Gonerli ist ein Talboden aus dem ersten Interglacial, der durch spätere glaciale Erosion weiter vertieft wurde. Der Hintergrund wird von grossen Schotter- und Moränenanhäufungen eingenommen,

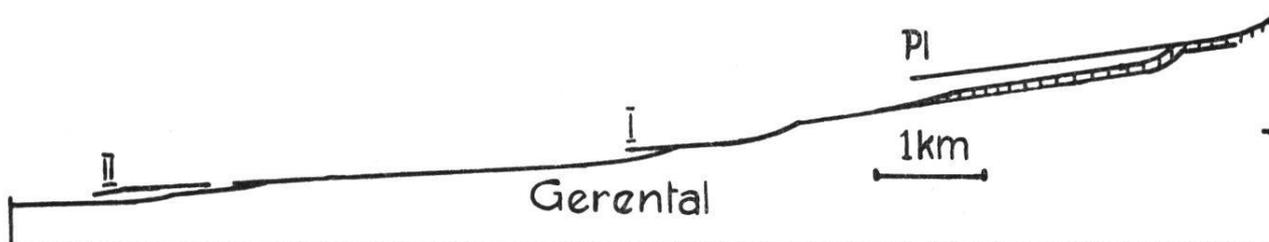


Fig. 4.

die anscheinend eine zwischen 2000 m und 2100 m liegende Stufe verdecken. Bei 2400 m Höhe liegt die Schwelle des abschliessenden Gletscherkares zwischen Mettlihorn und Pizzo Gallina.

Das kurze Längstalstück des Gerentales enthält einige Überreste aus dem grossen Interglacial (II). Besonders gut ausgeprägt ist das Gerendorfplateau auf der rechten Talseite. Etwas höher liegen am linken Talhang zwei Terrassenreste beidseitig der Einmündung des Gonerliwassers. Die östliche Terrasse lässt sich im Walde weiter verfolgen. Kurz vor der Umbiegung ins Hauptquertal verschwindet sie unter Gehängeschutt und Moränen. Gelegentlich auftretende Gesimse sind durch selektive Eiserosion im stark wechselnden Untergrunde entstanden. Die heutige Rinne des Gerenbaches ist dem letzten Interglacial zuzuschreiben.

Das Gefälle, das sich von 12% unterhalb der Einmündung des Gonerliwassers auf 7% im Längstalstück erniedrigt, steigt bei der Umbiegung zum grossen Quertal auf 14%. Bei 1620 m erreicht man die obere Kante der Stufe und damit auch den Talboden aus dem grossen Interglacial (II). Der Saasbach, ein rechtsseitiger Zufluss des

Gerenwassers, hat eine kleine Gefällserhöhung zur Folge, analog dem Saasbach im Äginental (siehe S. 17). Kurz hinter diesem Schwemmkegel folgt der Aufschwung zur oberen Stufe, deren Oberkante bei 1950 m liegt. Diese Talfläche stammt aus dem ersten Interglacial (I). Im hintersten Teil liegt eine wenig ausgeprägte Konfluenzstufe unterhalb des Sammeltrichters, dem von NE das Gerenwasser, von SE der Kuhbodenbach und von SW der Siedlenbach zufließt. Zwischen den Saashörnern und dem Pizzo Rotondo breitet sich das alte, wohl pliocäne Tal (Pl) des Gerenwassers aus. Der linksseitige Hang trägt den Rotondogletscher, der über den Trogrand mit dem Gerengletscher in Verbindung steht. Er besitzt nordnordwestliche Exposition. Der rechte Hang ist mit seinen kleinen Gehängegletschern gegen Südsüdosten geneigt. Zwischen den Gletscherchen und dem Gerengletscher liegt der nackte, mit Rundbuckeln, Gehängeschutt und Blockmoränen übersäte Mühlestein.

h) In einer fast 200 m hohen Stufe überwindet der **Muttbach** die Höhendifferenz von der Oberalp zum Gletschboden. Da die Gehängereste des Rhonetales aus dem ersten Interglacial hier bei 1900 m Höhe liegen (siehe S. 8), so muss der Talkessel der Oberalp derselben Zeit angehören. Der Talhintergrund ist übertieft. Durch Rückstau des Gratschluchtgletschers wurde der Talboden mit Moränen erhöht. Später folgte eine beträchtliche Aufschotterung. Beim Talausgang ist die Talsohle durch Gehängeschutt eingeengt. Dahinter liegen zahlreiche seitliche Schuttkegel. Allmählich hebt sich die Sandebene zum Übergangskegel und zu den rezenten Moränen des Gratschluchtgletschers. Bei 2700 m liegt im Gletscher eine Verflachung, die wahrscheinlich mit der Furka und den Galenhütten der jüngeren pliocänen Fläche angehört.

3. Die rechten Seitentäler.

Die Täler der rechten Rhonetalseite sind relativ kurze und geradlinig verlaufende Quertäler. Über einen, in die Moränen der Würmeiszeit und ins Anstehende eingeschnittenen V-förmigen und steilen Talabschnitt erreicht man den Haupttalboden.

a) **Schwarzer Brunnen, Wilerbach** und **Hilpersbach** entwässern im verein mit unbenannten Rinnsalen die Hochfläche südöstlich des

Setzenhornes. Sie bilden das Gegenstück zu den steilen, meist wasserreicheren Bächen der Ernergalen. Die Kare, denen die drei genannten Bäche entspringen, stehen in Grösse und schöner Form den Karen der Ernergalen beträchtlich nach.

b) Das **Bieligertal** ist das westlichste der grossen Seitentäler. Die Hauptmenge des Walibaches fliesst nördlich Selkingen von der Kapelle aus in südlicher Richtung, während der südöstliche Arm nur wenig Wasser führt und Biel berührt.

Venez hat die Moränen am Eingange des Tales dem Daunstadium zugewiesen. Mir scheint jedoch die südöstliche bis südwestliche Lage der Kämme mit einem so beträchtlichen Vorstossen des Daungletschers nicht übereinzustimmen. Diese Moränen sind im Interstadial Gschnitz-Daun entstanden.

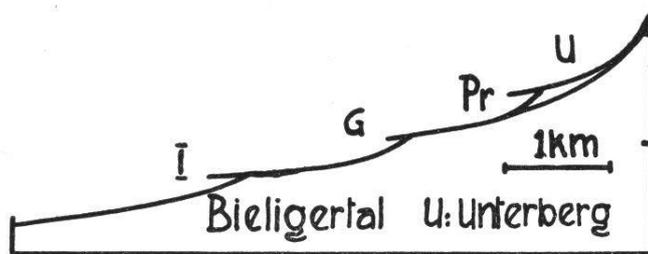


Fig. 5.

Der unterste Boden des Bieligertales ist bei 1720 m Höhe gelegen und gehört dem ersten Interglacial (I) an. Immer steiler ansteigend überwindet man die Höhendifferenz zum nächsten Talboden auf 2120 m Höhe. Da in der Frutt fast mitten im Tale Gneis ansteht, kann man auf eine Stufe schliessen, die im Anstehenden modelliert ist. Der folgende Talboden gehört wahrscheinlich dem Günztrog an, wofür folgende Überlegungen sprechen:

Fluviatil, durch Rückwärtserosion entstandene Täler zeigen in der Regel dort, wo der Eintiefung aus irgendwelchen Gründen Einhalt geboten wurde, eine Stufe. Dagegen werden Täler glacial auf der gesamten Tallänge, wenn auch mit wechselnder Stärke (Konfluenzstufen usw.), durch Seiten- und Tiefenerosion geschaffen. Das Merkmal dieser Täler besteht darin, dass sie nicht an einer Stufe enden, sondern sich unter Umständen bis ins Firngebiet verfolgen lassen. Präexistierende Talformen können das Bild allerdings wesentlich trüben. Der oben erwähnte Teil des Bieligertales zieht sich mit gleichmässig zunehmender Neigung bis ins Firnge-

biet hinauf. Die glaciale Entstehung ist daher recht wahrscheinlich. Die Lage spricht für einen Günztrog.

Der Unterberg, am linken Talhang liegend und bei 2480 m beginnend, ist durch einen steilen Absturz von 140 m Höhe vom Günztrog getrennt. Bei 2600 m hat sich die Höhendifferenz auf 60 Meter erniedrigt und ist bei 2800 m ganz verschwunden. Diese Terrasse stellt den präglacialen Talboden dar. Das präglaciale Gefälle talauswärts ist kleiner als die durchschnittliche Neigung des mittleren Talstückes. Das Gefälle beträgt 20% gegen 28%.

c) Das **Bächital** liegt zwischen Reckingerlauri und Ritzingerfeld.

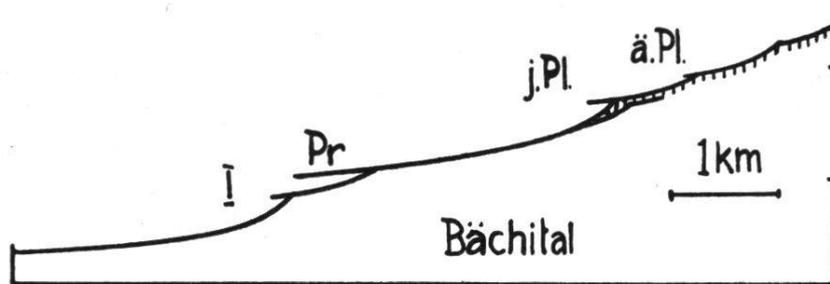


Fig. 6.

Sein Abfluss, der Reckingerbach, fliesst auf einem grossen Schwemmkegel der Rhone zu. Das Gefälle nimmt von 13% an der Kegelspitze auf 5% an der Kegelperipherie ab. Durch eine V-förmige Schlucht, mit einem Gefälle von 26%, erreicht man auf 1800 m Höhe einen Talboden mit 12% Gefälle. Dieser ausserordentlich kurze Teil entstand im ersten Interglacial (I). Die U-Form ist durch seitlichen Gehängeschutt stark verwischt und war wohl nie sehr ausgeprägt. Der Hintergrund dieses Abschnittes wird durch beträchtliche Moränenansammlungen eingenommen.

Erst bei 1980 m Höhe betritt man den Haupttalboden. Diese Höhe ist sonst nur bei kleinen Nebentälern wie Niedertal, Obertal und Kühtal üblich. Die Stufe ist ein glacial geschliffener Gneisriegel, über den sich der Reckingerbach in mehrfach unterbrochenem Falle hinunterstürzt. Das präglacial (Pr.) angelegte Tal wurde durch Glacialerosion vertieft und verbreitert. Das Gefälle zum präglacialen Rhonelauf betrug höchstens 7%. Beträchtliche Lagen von Gehängeschutt bedecken den untern Teil der Talhänge.

Gegen den Talhintergrund nimmt das Gefälle des Anstehenden stark zu, so dass bei 2420 m der südliche Aaregranit unter dem Schutt auftaucht. Die Landeskarte der Schweiz weist hier Gletscherbedeckung auf, die im Jahre 1936 nicht mehr vorhanden war. Der südliche Aaregranit liess sich bis 2600 m hinauf verfolgen, wo er unter der Eisbedeckung verschwand. Bei 2700 m liegt der obere Rand des präglacialen Talschlusses, und es beginnt die jüngere pliocäne Fläche (j. Pl.), der nach kurzem Aufschwung bei 2980 m die ältere (ä. Pl.) folgt.

Beachtenswert ist die tiefe Lage der Schneegrenze an der Nordostseite des Ritzenhornes. Sie erreicht hier 2700 m.

d) Bei Münster endet das **Münstigertal**. Die Endstufe besteht aus Moränen. Anstehende Gesteine konnten keine festgestellt

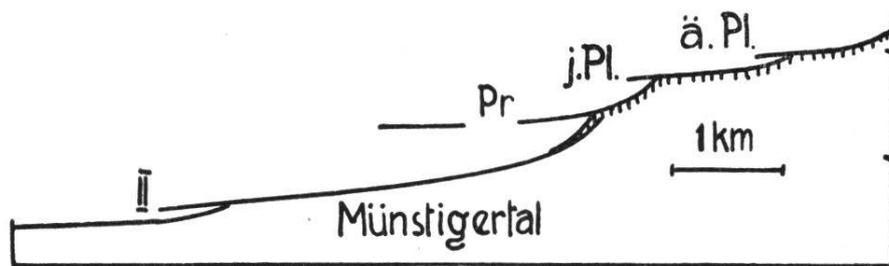


Fig. 7.

werden. Der Biel, von einer Kapelle gekrönt, trägt auf der, dem Haupttale zugewandten Seite zahlreiche Rundhöcker. Er besteht aus dem anstehenden Gneis der näheren Umgebung, doch ist nicht sicher, ob er in der Tiefe verwurzelt ist. Das Streichen von N 70° E spricht für Anstehendes, das, wie beim Gerendorfplateau, starkem Eisdruck ausgesetzt war. Der Biel steht am Talausgang und schon teilweise im Schwemmkegel.

Der Münstigerbach floss einst an der Westseite des Biel vorbei und durch das Gebiet des heutigen Unterdorfes der Rhone zu. Auch in späteren Zeiten, als der jetzige Durchbruch des Baches wieder frei war, wurde das alte Bachbett unterhalb des Biel noch lange Zeit benutzt. Die Rinnen westlich und östlich des Biel sind höchst wahrscheinlich präwürm entstanden. Die westliche ist mit Moränenmaterial erfüllt. Dieses rutschte infolge Untergrabung ins alte Bachbett. Der gestaute Bach folgte einer alten, nur teilweise durch den Ausbruch des Münsterfeldes aufgefüllten Rinne auf der Ostseite des Biel.

In der Stufe ist der Einschnitt V-förmig im obern Talboden angelegt, dessen Terrassen sich mit starkem Gefälle zum Rhonetal hin senken. Bei 1600 m erreicht man die gleichmässig ansteigende Talsohle (II). Da das Gefälle weitgehend ausgeglichen ist, so muss der Felsgrund in beträchtlicher Tiefe liegen. Dafür sprechen auch die Felswände, die senkrecht bis aufs Talniveau herunterreichen. An besonders günstigen Stellen, im toten Winkel der Couloirs, kann man das Untertauchen der lotrechten Wände unter die Schotter beobachten. Kein Zeichen spricht für die Nähe anstehenden Gesteines unter der Talsohle.

Grosse seitliche Lawinenschuttkegel engen das Tal zwischen 1600 m und 1700 m Höhe bis an den Bach ein. Von der Talhütte — es sind nur noch Reste der Grundmauern erhalten — aufwärts bis über den Grossboden hinaus ist der Talboden eine schiefe, stellenweise gut bewachsene Sandebene. Bei 1900 m beginnt der Übergangskegel. Diesem ist ein bewachsener Stirnmoränenkranz in der Höhe von 2060 m aufgesetzt, der dem Daunstadium zuzuschreiben ist. Die dazugehörigen Seitenmoränen sind deutlich erkennbar. Ihre Aussenseite wird in höheren Lagen durch Gehängeschutt und Lawinenschuttkegel verdeckt. Daher ist das Gesamtbild etwas verwischt. Ein innerer Moränenkranz beginnt in der Schlucht, die vom Bach aus den Vorderen Rossen durchflossen wird. Er schmiegt sich an die Felswand an und quert bei 2120 m Höhe halbkreisförmig das Tal. Der Münstigerbach hat eine tüchtige Lücke in die Blockwälle gerissen.

Der Hintergrund des Tales wird durch eine steile Granitwand gebildet, die deutliche Spuren von Gletscherschliffen trägt. Die Talklftung verläuft etwas flacher als der Absturz, so dass die einzelnen Bänder immer wieder von senkrechten oder überhängenden Aufschwüngen abgelöst werden. Der Gletscher hat den Talschluss von Westen her durchbrochen. Dadurch wurde der Trogschlussrand erniedrigt und abgeschliffen. Dies geschah jedoch nicht in dem Ausmasse, wie nach der lange andauernden Wirkung anzunehmen war. Besonders der südliche Sporn hat seine Höhe wenig verändert, obschon er in allen Eiszeiten und Rückzugsstadien vom Gletscher bedeckt war. Der Hauptgrund für diese Erscheinung ist darin zu erblicken, dass diese Höhe von 2700 m während der Eiszeiten weit innerhalb der wenig bewegten Firnbedeckung lag.

Das Tal ist im grossen Interglacial (II) entstanden. Die kräftige Ausräumungsarbeit weist auf langandauernde reichliche Wasserführung hin. Dies ist auf die Erhaltung des Münstigergletschers während des grossen Interglaciales zurückzuführen. Der Firn hat am Grat Oberaarrothorn-Hinter Galmihorn-Hohe Gwächte (Firrenhorn) Nordostexposition und an der Fortsetzung zum Grauhorn Nordlage. Davon liegen allein $3\frac{1}{2}$ km zwischen 3000 m und 3490 m Höhe, also auch dann noch über der Schneegrenze, wenn man sie in den Interglacialen 300 m höher annimmt als heute. Die Eintiefung des Tales im grossen Interglacial wäre aber nicht erklärbar, wenn nicht schon in den vorhergehenden Interglacialen und Eiszeiten das präglaciale Tal eine wesentliche Vertiefung erfahren hätte.

Aus den Erosionsresten in andern Seitentälern darf gefolgert werden, dass besonders die fluviatile Erosion des ersten Interglaciales das Tal vertiefte, dass dagegen die Eiszeiten die U-Form durch glaciale Seitenerosion erzeugten. In grösserem Masstabe wickelte sich dieser Erosionscyklus im grossen Interglacial und in der Risseiszeit ab. Die glaciale Tiefenerosion war jedoch infolge Rückstauwirkung des Rhonegletschers gering. Nur im Talhintergrunde muss unter der hohen Stufe eine vermehrte Eintiefung stattgefunden haben. In die risseiszeitlichen Rückzugsschotter grub sich im letzten Interglacial der Münstigerbach ein. Zugleich entstanden die beiden Rinnen westlich und östlich des Biel. Grundmoränen und Rückzugsschotter der letzten Eiszeit haben infolge der Stauwirkung des Rhonegletschers den Talboden bis zur heutigen Höhe aufgeschüttet.

Das Münstigertal zeigt einen schön ausgebildeten Trogschluss. Trogschulter und Trogschlussrand werden durch präglaciale Oberflächenreste (Pr.) gebildet. Erstere steigt allmählich von 2100 m auf 2460 m am Trogschluss an. Die Schulter ist nicht überall gut erhalten, da sie durch zahlreiche Couloirs in einzelne Bastionen zerlegt wird. Sie ist leichter in der Natur als auf der Karte zu verfolgen. Das präglaciale Tal hatte von den « Vorderen Rossen » an ein durchschnittliches Gefälle von 13%, von einem Punkte über dem heutigen Grossboden an aber nur ein solches von 6%.

Die Couloirs sind steil und spaltenförmig. Sie verlaufen immer längs Myloniten, die häufig an Biotit-Chloritschiefer gebunden sind.

Im Frühjahr und Vorsommer bilden sich an ihrem Fusse grosse Lawinenkegel. Ihr Schutt und jener der temporären Bäche, die durch die Couloirs die Hochflächen entwässern, enthält viel transportiertes Moränenmaterial. Es stammt aus Moränen der Lokalgletscher. So ist der rechte, meist trockene und auf der Landeskarte nicht verzeichnete Zufluss des Hinterbrucouloirs auf 2520 m Höhe von der Blockmoräne des Daunvorstosses der Eukumme abgeriegelt.

Am Münstigergletscher und bei den « Vorderen Rossen » wird die präglaciale Fläche auf 2700 m Höhe von der stark verkarten jüngeren pliocänen (j. Pl.) abgelöst (Bild 6). Zu letzteren gehören die relativ wenig geneigten Hochflächen des Hinterbru über 2600 m Höhe. Hier findet sich neben andern auch ein Eiskar mit NE-Exposition und einer Schwellenhöhe von 2710 m, dessen Schneegrenze bei 2740 m liegt.

Auf den « Vorderen Rossen » befindet sich innerhalb des südlichen Aaregranites ein relativ ausgedehnter Komplex basischer Mischgesteine (Bild 7). An deren Ostende biegt das allgemein alpine Streichen ins herzynische um. Ein der Beobachtung zugänglicher Teil lässt sich vom Münstigergletscher südlich von P. 2724 nordostwärts auf 1500 m Länge verfolgen. 1½ km weiter westlich ist dasselbe Gestein in einem kleinen Aufschluss mitten im Firn der Firrenlücke nördlich P. 3087 (zwischen Bächli- und Münstigergletscher) zu beobachten. Der ganze Komplex besteht aus drei Zonen mit gegen Norden zunehmender Injektionsmetamorphose. Die Zonen sind durch teilweise mylonitisierte Augengneise von einander getrennt¹.

Über der jüngeren pliocänen Fläche folgt am Münstigergletscher und bei den « Hinteren Rossen » auf 2880 m Höhe die ältere (ä. Pl.). Sie ist noch stärker verkart als die jüngere und mit viel Gehängeschutt aus den Rosshörnern überschüttet.

e) Die östlich des Münstigertales gelegenen Täler werden mit abnehmender Breite des Rhonetalanges immer steiler. Die Höhe des Aargrates sinkt von ca. 3000 m auf durchschnittlich 2750 m. Die Gletscher verschwinden und machen ausgedehnten Karterras-

¹ Das Ergebnis der petrographischen Untersuchungen kann mit Rücksicht auf die Einheitlichkeit dieser Arbeit hier nicht näher besprochen werden.

sen Platz. In vermittelnder Stellung steht das **Trützital**, das am Löffelhorndoppelkar beginnt. Die Schneegrenze liegt in der gegen Südosten offenen Nische bei 2940 m, während sie an der Nordseite des Löffelhornes auf 2800 m sinkt.

Am Ausgang der V-förmigen Endstufe des Trütziales finden sich bei 1420 m Höhe Biotitschiefer (mit viel Epidot) und Paragneise. Der Einschnitt verläuft teils im Anstehenden, teils in Moränen und Gehängeschutt. Die Schwelle des Haupttalbodens liegt bei 1880 m. Dieser muss deshalb im ersten Interglacial (I) seine endgültige Eintiefung erhalten haben. Grosse Mengen Gehängeschutt bedecken den untern Teil der rechten Talseite, während die linke bewachsene Runsen mit kleinen Schuttkegeln aufweist.

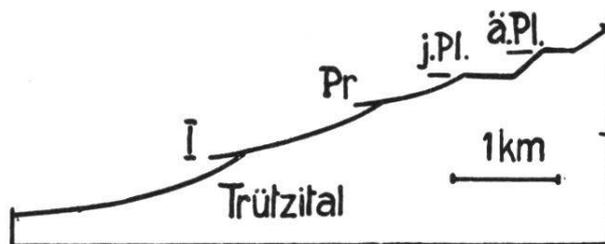


Fig. 8.

Der Hintergrund dieses Talabschnittes wird durch einen gestuften Aufschwung gebildet. Bei 2280 m Höhe liegt der Oberstafel, ein gut ausgebildetes Kar. Es lehnt sich hauptsächlich an den rechten Talhang an. Auf der linken Seite liegt 60 m höher der Tränkboden. Ursprünglich reichte diese Stufe über das ganze Tal hinüber, wurde aber im Verlaufe der verschiedenen Gletschervorstösse da erniedrigt, wo sich die Hauptmasse des Eises bewegte. Zeitweise bildete sich im Winkel zwischen Talwand und Talstufe ein kleiner Kargletscher, der infolge der grossen Steilheit und Höhe der Nischenwand auch im Sommer bald nach Mittag im Schatten lag. Abwechselnd vertieften die beiden Faktoren die alte Stufe. Heute bildet der wärmeiszeitlich stark veränderte Karboden den Oberstafel. Die obere Stufe ist am linken Talhang ziemlich weit verfolgbar und bildet einen Überrest des alten präglacialen Tales.

Selten lässt sich die Wirkung der Tiefenerosion von Gletschern so schön und klar nachweisen wie in diesem Falle. Wo solche sich über die ganze Talbreite auswirken konnte, wurde die Stufe unter

zunehmender Betonung nach unten projiziert. Aus der Höhenlage und den meist spärlichen Überresten an den Talhängen schliesst man auf irgend ein Talniveau. Deutlich erkennt man hier, mit welcher Vorsicht daher vorzugehen ist, wenn Gefälle früherer Talböden bestimmt werden sollen. Die nachträgliche Eintiefung ist immer vorhanden und wechselt in ihrer Grösse von Ort zu Ort. Ihr Ausmass ist meist nicht genau zu bestimmen.

200 m höher liegt der Trützisee (Bild 8). Eine wagrecht verlaufende Abstufung quert bei 2400 m Höhe den Felsriegel. Sie wird durch den Grenzmylonit des südlichen Aaregranites erzeugt, der von der Depression nördlich P. 2671 auf Münstergalen zur Gratverflachung auf 2700 m Höhe nördlich P. 2677 am Geschinergalen hin verläuft. Der Trützisee, ein ausgesprochener Karsee, liegt in der jüngeren pliocänen Fläche eingesenkt. Im Osten geht er in ein Moor über, dessen hoher Sandgehalt von den jährlichen Überschwemmungen und Lawinen her stammt.

Das Löffelhorndoppelkar und die östlich anschliessenden kleinen Karseen und Karterrassen gehören dem älteren pliocänen Niveau an. Die Schwelle liegt bei 2760 m Höhe. Der oben abgeflachte Grat zwischen P. 2854 und P. 2766 gehört ebenfalls zu diesen Hochflächen. Die drei kleinen Seen, die bis in den August hinein eisbedeckt sind, liegen am Grunde von Karböden, die bis 50 m in die alte Fläche eingesenkt sind. Das Löffelhorndoppelkar, dessen Kargletscher den Boden des untern Kares heute nicht mehr erreicht, wird durch einen Felsriegel mit Blockmoränenbedeckung gegen den Trützisee hin abgeschlossen. Die ganze, unterhalb des Gletschers liegende Wand des Trützikares ist von Moränen bedeckt. Diese wurden vom Gletscher über die Karschwelle hinausgeschoben. Es ist dieselbe Erscheinung, die auch für das Daunstadium des Merezengletschers nachgewiesen werden konnte (siehe S. 17).

Südlich des Löffelhornes streicht, von P. 2660 herkommend, ein Mylonitquarzit in herzynischer Richtung ostwärts gegen P. 2725. Nördlich P. 2900 bildet dessen feinkörniges, helles Gestein eine nordwärts gerichtete Mauer, die sich jenseits des Kares über den Grat hinüber bis zum Obersee verfolgen lässt. Das Gestein ist ein kristalloblastischer Serizitquarzit, dem die Feldspäte vollkommen fehlen. Die Serizitschüppchen, die in geringer Zahl das Gestein

durchschwärmen, sind zum Teil von rekristallisierten Quarzen umschlossen. Letztere zeigen Gefügeregelung.

f) Das **Niedertal** ist den Rinnsalen des Ernergalen recht ähnlich. Es besitzt nur einen kleinen flachen Talboden, den man überdies ebensogut als untersten Boden eines Treppenkares ansehen kann. Seine Höhe weist auf präglaciale Entstehung hin. (Vergl. D. Karbildungen.)

g) Das **Obertal** ist dem Niedertal sehr ähnlich. Ein relativ flacher Boden von 2020 m Höhe liegt über einer V-förmig zersägten Stufe. Bei 2300 m befindet sich der Blättrig, der erste über dem Boden des Treppenkares liegende Abschnitt. 150 m höher zeigt sich eine Felsschwelle, hinter der ein Tälchen alle Zuflüsse des Oberbaches sammelt. Die Massivgrenze geht nördlich des Hörnli durch und folgt dem Bache nordostwärts bis P. 2453.

Hier biegt sie allmählich aus alpinem in östliches Streichen um und kreuzt den flachen Grat über der linken Talseite auf 2540 m Höhe südlich P. 2627. An einigen Stellen treten im Gneise, hart an der Massivgrenze, Paraamphibolite auf, deren Korngrößen gegen den Granit hin deutlich zunehmen. Das Tälchen ist durch den Grenzmylonit entstanden.

Das Kar auf 2560 m nördlich des Hörnli, der Ulisee und der Obersee im Niedertal liegen in der Fortsetzung des Quarzmylonites vom Löffelhorn. Nach dessen Auskeilen am Obersee tritt ein Granitmylonit an seine Stelle. Dieser verbreitert sich gegen Osten immer mehr und nimmt dabei an lokaler Intensität stark ab. Es lassen sich alle Übergänge von Serizitschiefern zu schiefrigen Graniten beobachten.

Bei 2680 m Höhe liegt die ältere pliocäne Fläche mit einigen Karen. Sie trägt im Niedertal den höchsten, nicht benannten See und setzt sich auch weiter ostwärts im Gebiete des Kühtales fort. Entsprechend der Annäherung an die Haupttalachse sinkt das Niveau dieser Hochfläche gegen Osten. Sie steht über die Trübseelücke mit der entsprechenden Fläche hoch über dem Oberaargletscher in Verbindung. Im Gebiet des Sidelhornes und am Oberaargletscher diente sie stellenweise als Schlibbord.

h) Das **Kühtal** besteht im wesentlichen aus einem kesselförmigen Talboden und der V-förmig zerschnittenen Talstufe unterhalb 2000 m. Der Talschluss enthält bei 2400 m Höhe ein Gesimse, das

auch hier durch die Massivgrenze entstanden ist. Da diese zwischen Küh- und Obertal scheinbar unmotiviert südwärts ausbiegt, verlässt sie der weiterhin alpin streichende Grenzmylonit und verschmilzt östlich des trennenden Grates mit der herzynisch gerichteten Fortsetzung des oben erwähnten Quarzmylonites. Letzterer verfasert am Rundsee endgültig, ersterer erreicht in der Nähe des Mühlebaches auf 2400 m Höhe wieder die Massivgrenze. An der unversehrten Massivgrenze konnten folgende Tatsachen beobachtet werden:

Schmale, langgezogene Gneisfetzen sitzen in der aplitischen Randfacies des Granites. Aufschmelzungen sind keine zu beobachten; ebensowenig lassen sich Resorptionen nachweisen. Aplitadern fehlen im südlich anschliessenden Gneis.

Diese Beobachtungen werden durch die Funde bei P. 2846,1, nördlich des Ritzenhornes, ergänzt und bestätigt. Hier ist die Identität von Nebengestein und Schollen leicht nachzuweisen. Der Granit hat den Gneis in keiner Weise verändert. Er verhielt sich somit während der Intrusion zum Nebengestein passiv.

Der obere Rand des Talkessels liegt bei 2480 m Höhe. Dahinter befinden sich drei grössere Kare. Während der Rundsee im schiefrigen Granit des endenden Mylonites liegt, ist der Längsee in den massigen südlichen Aaregranit eingelassen. Der ursprünglich viel grössere Karsee ist durch die Daunmoränen eines eiszeitlichen Lokalgletschers und durch Gehängeschutt wesentlich verkleinert worden.

i) Der **Jostbach** entspringt im Jostsee, einem Karsee, der nach *Fehr* auf der Massivgrenze liegt. Der Bach verläuft in einer seichten Rinne, ohne dass er im Rhonetalhang eine Talfurche geschaffen hätte.

Zusammenfassung: Die Seitentäler sind ausnahmslos Hängetäler und lassen sich in vier Gruppen einteilen.

1. Diejenigen Täler, deren Haupttalböden eine durchschnittliche Schwellenhöhe von 1600 m aufweisen, sind im grossen Interglacial kräftig ausgeräumt worden. Die Rückzugsschotter der Würmeiszeit haben den Talboden bis zur heutigen Höhe aufgefüllt. Dieser Gruppe gehören nur Täler mit reichlicher Wasserführung an, so Münstiger-, Äginen- und Gerental. Das Blinnental vermittelt zur nächsten Gruppe.

2. Die zweite Gruppe ist durch einen Haupttalboden auf 1800 m gekennzeichnet. Dieser stammt aus dem ersten Interglacial, ist in den nachfolgenden Eiszeiten geringfügig ausgehobelt und in der Würmeiszeit mit Moränen und Schottern bedeckt worden. Hierher gehören Rappen-, Merezzenbach-, Bieligertal, Gonerli und Muttbachtal. Liegt bei letzterem die Schwelle auch auf 2000 m Höhe, so muss es doch, dank seiner Lage zunächst des Rhonegletschers, hier aufgezählt werden. Das Trütztal mit seinem kurzen und steilen Haupttalboden vermittelt zu nächster Gruppe.

3. Die Täler, deren Schwellenhöhen bei 2000 m liegen, gehören dem präglacialen Talsystem an. Der Talboden ist aber durchwegs durch glaciale Erosion vertieft worden. Das Bächital, das zu dieser Gruppe gehört, müsste, nach seiner Wasserführung zu schliessen, in die zweite oder erste eingereiht werden. Eine Erklärung für dieses abnorme Verhalten konnte nicht gefunden werden. In diese Gruppe gehören Nieder-, Ober- und Kühtal.

4. Die vierte Gruppe umfasst die vier grösseren Tälchen am Ernergalen und die beiden Abflüsse der gegenüberliegenden Hochfläche am Setzenhorn. Alle stellen Treppenkare dar, deren Sohlen auf 2200 m Höhe liegen. Die Entwässerung geschieht durch einen V-förmigen Einschnitt.

Alle Täler zeigen einen mehrfach gestuften Taltrog. Ein steiler, V-förmiger Einschnitt, der im letzten Interglacial entstand, verbindet ihn mit dem Haupttal. In der Würmeiszeit wurde er teilweise mit Moränen ausgefüllt, die in der Regel im Interstadial Gschnitz-Daun ausgeräumt wurden. Nach dem Daunvorstoss entstanden in den Durchbruchsschluchten die heutigen Rückstauenebenen. Die Bäche der zwei ersten Gruppen und der Reckingerbach entspringen Gletschern. Alle übrigen beginnen in Karen.

B. Die Entstehung des Goms.

Bodmer bemühte sich, die gesetzmässigen Beziehungen zwischen den Terrassen und Talböden zu ergründen. Er versuchte auch jene des Rhonetales zu erfassen. Er erkannte, dass durch Rückwärtserosion die Talböden allmählich in Terrassen umgewandelt werden. Umgekehrt schloss er aus dem Vorhandensein von Terrassen auf

einen zurückliegenden, unter Umständen verschwundenen Talböden. Da er sich aber nur an die Siegfriedkarte hielt, ohne das Gelände näher zu untersuchen, unterliefen ihm viele Fehler. *Penck* und *Brückner* hatten die grossen Zusammenhänge erkannt; doch konnten sie nicht allzu sehr auf die lokalen morphologischen Verhältnisse eingehen, ohne in Irrtümer zu verfallen. Durch das Zusammenfassen der präglacialen und pliocänen Talböden ist eine erste Fehlerquelle entstanden. Diesem oberen Niveau folgt das untere. Ihm wird neben der Terrasse von Bellwald auch der Inselberg von Binnacher zugeschrieben; das ist sicher nicht richtig. Auch dürfte sich die Stellung der Terrasse von Bodmen in diesem System kaum aufrecht erhalten lassen. *Hess* war bestrebt, die vier verschiedenen Eiszeiten in vier ineinandergeschachtelten Taltrögen zu erkennen und wies sie in den Terrassensystemen des Goms nach. Er verkannte aber das Alter des Taltroges, so dass er auf falsche Schlüsse kommen musste.

Die Abhandlung von *F. Machatschek* und *W. Staub*, « Morphologische Untersuchungen im Wallis », gibt einen guten Einblick die Entstehung des Haupttales. Hier fand ich die notwendigen Aufschlüsse über die Terrassen und Talstufen westlich Brig.

Die wenigen Veröffentlichungen über die Morphologie des Goms befassen sich ausschliesslich mit den grossen Zügen im Haupttal. Für die Nebentäler bestanden überhaupt keine Vorarbeiten.

Eine erste Aufgabe bestand darin, an Hand der Karte und eingehender Begehungen alle Terrassen und Gesimse, sowie Eckfluren zu erfassen und jene auszuschneiden, die nicht Reste alter Täler darstellten. Dabei boten sich grosse Schwierigkeiten. Sackungen und Moränen können terrassenähnliche Gebilde erzeugen oder alte Talreste verdecken. Die Terrassen oberhalb Ofnen (siehe C. Die grossen Schuttkegel des Goms; 2. Die Reckingerlauri), westlich Münster, und jene von Bodmen, in der neuen Landeskarte Holzji genannt, südöstlich von Münster, sind auf Sackungen zurückzuführen. Spricht schon die relativ tiefe Lage der Bodmerterrasse gegen ihre Zugehörigkeit zum Talboden des ersten Interglaciales, so wird der Charakter der Sackung besonders durch die vielen Wülste und durch das Vorschieben des Talhanges gegen die Talachse klar bewiesen.

Die Terrassen, Gesimse und Eckfluren, aber auch flache Grate

und die Mündungen von Hängetälern lassen sich zu Systemen zusammenschliessen. So treten zwei pliocäne, ein präglaciales und verschiedene diluviale Talsysteme auf. Von den letzteren sind vor allem die interglacialen nachweisbar, während die glacialen Tröge nicht sicher bestimmt werden konnten.

Für das Gebiet der Seitentäler wurde das Einordnen der Flächen schon vorweggenommen und soll hier nur noch im Zusammenhang mit dem Haupttal angeführt werden.

1. Die ältere pliocäne Oberfläche.

Zu hinterst im Firnbecken des Rhonegletschers liegt mit einer Schwellenhöhe von ca. 2800 m die leicht gestufte ältere pliocäne Hochfläche. Sie ist älter als die pliocäne Fläche *Machatschek's*, kann aber bei Berücksichtigung gebirgsbildender Vorgänge in den Zentralalpen in den Anfängen höchstens mittelpliocänen Alters sein. Dem hohen Alter entsprechend, sind die erhaltenen Reste ausserordentlich stark verändert. Firnbedeckung wandelte, unter gleichzeitiger allgemeiner Erniedrigung, die Oberfläche in Rundbuckellandschaften um; Kare senkten sich bis fünfzig Meter darin ein. Überdies fällt am Nordhang des Aargrates und am Sidelhorn die Schliiffkehle auf grössere Strecken damit zusammen. Die ältere pliocäne Fläche ist somit um unbekannte, aber nicht beträchtliche Werte in die Tiefe projiziert und von Karen durchlöchert. Sie sinkt beidseitig des Rhonegletschers allmählich bis auf 2660 m Höhe ab. Sie bildet unter den Gerstenhörnern die Trogschulter und ein Gesimse unter dem Galengrat. Das Gefälle ist gering und lässt sich aus den spärlichen Resten nicht näher bestimmen.

Hierher gehört der hinterste Teil des Nägelisgrätli mit 2660 m Höhe. Jenseits der Grimseldepression setzt sie zugleich mit der Schliiffgrenze am Sidelhorn wieder ein. Sie lässt sich dann von der Trübseelücke an westwärts ansteigend verfolgen. Die Höhen sind abhängig von der Entfernung von der Talachse. Im Trützital liegt sie schon bei 2720 m, steigt im Münstigertal auf 2880 m an und erreicht ihr Maximum im Bächital mit 2980 m Höhe. Hier wirkt die Kulmination der Galmihorngruppe, die sich über 3500 m erhebt. Am Wasenhorn ist die Fläche nicht nachweisbar; sie findet sich

am Setzenhorn bei 2800 m und sinkt mit der neuerlichen Annäherung an die Talachse auf 2600 m am Furggelti, südöstlich des Risihornes. In ihr sind Karseen wie Wirbelsee, Längsee und ganz besonders tief die roten Seen eingelassen.

Auf der linken Talseite sind die Verhältnisse schwerer zu entwirren; hier ist noch nicht das letzte Wort gesprochen. Die grossen verzweigten Nebentäler, namentlich das Gerental, geben noch manches Rätsel auf. Wahrscheinlich gehört der Rücken des Schafberges zur älteren pliocänen Hochfläche. Östlich der Ritzberge erstreckt sie sich von P. 2891 und P. 2756 südwärts bis an den Absturz zum Ritzgletscher. Die Ringeni, mit 2640 m Höhe beginnend und südlich der Hohbachseen liegend, sind ebenfalls in dieses Niveau einzuordnen (siehe S. 15 und 19).

Ob die Flächen hinter dem Kummenhorn, die sich über 2600 m erheben, auch in dieses System eingeordnet werden müssen, konnte nicht entschieden werden.

2. Die jüngere pliocäne Oberfläche.

Hundert bis zweihundert Meter tiefer liegt die jüngere pliocäne Fläche, die der «pliocänen» Oberfläche *Machatschek's* und einem Teil des «oberen Niveaus» *Brückner's* entspricht. Am Rhonegletscher beginnt sie bei 2500 m Höhe und steigt allmählich bis 2700 m an, wo sich die Stufe zur älteren pliocänen Landfläche aufzuschwingen beginnt. Der flache Kamm westlich des Nägeligrätli mit einer durchschnittlichen Höhe von 2450 m und P. 2463, P. 2415 und P. 2427 am Sidelhorn jenseits der Grimseldepression gehören zu diesem Niveau. Vom Jostsee zieht sie sich über P. 2576, über den Längsee und den Rundsee, ununterbrochen z. P. 2489,7 hin, teils über Karschwellen, teils auf runden, oben abgeflachten Kämmen verlaufend. P. 2364 am Titer und P. 2346 am Münstergalen gehören dazu; doch sind ihre rückwärtigen Fortsetzungen auf den Graten sehr problematisch.

Im Hintergrunde des Münstigertales, auf den «Vorderen Rosen» und am Gletscher, liegt die untere Grenze der jüngeren pliocänen Fläche bei 2700 m Höhe (Bild 6). Sie senkt sich bis zum Hinterbru auf 2580 m und erreicht am Rossboden und Tränkboden-

kreuz 2330 m. Die zahlreichen Kare des Kastelhorngebietes sind meist in diese jüngere pliocäne Fläche eingesenkt. Jenes, an der Südseite der Hohen Gwächte liegend, befindet sich auf der Grenze zur älteren pliocänen Fläche. Hier fand ich 1935 innerhalb des südlichen Aaregranites, an der Massivgrenze, einen stark verruschelten Beryllpegmatit mit Eisenglanz und Biotit. Das aquamarinfarbene Mineral bildet hexagonale Prismen ohne Endbegrenzung mit häufigen Parallelverwachsungen. Neben fünf Sonnen, deren Kristallindividuen bei einer Dicke von 2 mm bis 5 cm Länge erreichen, wurden noch derbe, undurchsichtige Beryllpartien von gleicher Farbe gefunden. Letztere sind an Dislokationszonen gebunden.

Ebenfalls nördlich des Kastelhornes liegt der Karsee bei P. 2693 und das Gletscherkar der Eukumme. Mit Südexposition findet sich östlich des Kastelhornes zwischen P. 2683 und P. 2610 ein Kar, das an einen flachliegenden Granophyr, von herzynischem Streichen, gebunden ist. Dieser lässt sich vom SW-Grat bis ins Münstigertal verfolgen. Die Ostseite des Stock weist ebenfalls Blockkare auf.

Auf den Ritzingeralpen ist die untere Grenze der jüngeren pliocänen Fläche nicht sicher bestimmbar, doch kann man sie ungefähr bei 2300 m annehmen. Die Hochflächen westlich des Bieligertales zeigen oberhalb Richinen schön ausgebildete Terrassen des nämlichen Systems. Dazu gehören u. a. das Steibenkreuz, östlich davon P. 2413 und der Spilboden. Über Hohegg und P. 2498,9 beim Stockflesch steigt die Fläche zu den Spillöchern bei 2600 m an.

Noch ausgiebiger ist die Ausbeute auf der linken Talseite. Es handelt sich teilweise um grössere zusammenhängende Flächen, die sich bis 2600 m Höhe hinaufziehen und eine nordwestliche Lage aufweisen. Sie sind meist stark verkart und in Rundbuckellandschaften umgewandelt.

In der Nähe des Gletschers erkennt man die Terrasse der Galenhütten, die zur jüngeren pliocänen Fläche gehört. Stellenweise aussetzend lässt sie sich bis zur Passlücke der Furka verfolgen. Hier steht sie, wie *Machalschek* zeigt, mit den entsprechenden pliocänen Resten des Urserentales in Verbindung. Gegen den Hintergrund der Gratschlucht steigt sie bis 2700 m an. Demselben System ist auch der Längisgrat zuzuweisen. Seine Abdachung gegen Westen ist pliocän entstanden. Das beweist, dass die Rhone schon zu

dieser Zeit hier durch ein Quertal der tektonischen Grenze von Aar- und Gotthardmassiv entgegenfloss.

Die Gesimse und Terrassen westlich des Grates Dällistock-Muttenhörner sind schwer zu deuten. Jene, westlich des Schafberges, auf fast 2500 m Höhe, sind gleichaltrig mit jenen östlich davon auf 2600 m Höhe. Dies deutet auf starkes Gefälle gegen die Haupttalachse hin. Mühlestein und Rotondogletscher bilden zusammen das pliocäne Tal. Kühboden- und Siedlengletscher und die Fläche östlich des Mettlihornes sind gleichen Alters. Die Blasenhorngruppe trägt dagegen keine Überreste.

Jenseits der Aegina sind P. 2328 über der Kalbermatte, P. 2347 und der flache Grat des Bochtenhornes pliocän (siehe S. 19). Rämuni, Distelgebiet, Stillgalen und Griesgletscher gehören demselben Niveau an (Bild 5). Die Verhältnisse im Gebiete der Hohbachseen wurden schon eingehend erörtert (vergl. S. 15). Auf den begrenzenden flachen Graten sind die Hohbachgalen nördlich des Stock und P. 2410 westlich der Hohbachseen dem jüngeren pliocänen Niveau zuzuzählen.

Am schönsten ausgebildet und am wenigsten verändert findet man pliocäne Talreste zwischen Blinnen- und Rappental. Vom Mannliboden und P. 2363,7 westlich des Kummestafel stehen sie über P. 2384,5 mit den Oberflächenresten auf den Ernergalen in Verbindung. Von 2420 m über Schafbodmen erniedrigt sie sich westwärts auf ca. 2260 m im Scherm (Bild 3). Eggerhorn, Schafgalen und Schweifengrat jenseits des Rappentales zeigen hochgelegene pliocäne Relikte.

3. Das präglaciale Tal.

Der präglaciale Talboden ist am Rhonegletscher bei ca. 2300 m Meereshöhe erhalten. Auf der linken Seite findet man eine erste Terrasse beim Hotel Belvedere auf 2270 m. P. 2011 am «Arsch» gehört zum gleichen Niveau, liegt jedoch sehr nahe der präglacialen Talachse.

Zahlreiche kleinere Täler mit hohen Stufenmündungen erlauben Rückschlüsse auf die Höhe des präglacialen Talbodens. Sie stellen eine willkommene Ergänzung zu den seitlichen Terrassenresten dar, sind aber entsprechend der stärkeren glacialen Erosion immer etwas niedriger.

Der Grimselpass zeigt im wesentlichen die präglacialen Verhältnisse, obschon er durch Transfluenz erniedrigt ist. Kreuzegg, Twäregg mit P. 2174,6 und der Rundbuckel mit 2130 m Höhe auf der Hintergrimsel, die flacheren Gehängeteile bei Oberbrunnji mit P. 2129, Bodmen mit einer Höhe von 2180 m und der Ulrichergalen mit P. 2114 gehören zu den präglacialen Talresten. In der Nähe der Galmihornhütte hat sich deren Unterkante schon auf 2060 m gesenkt und liegt am Hahnspil auf 2050 m Höhe. Die schöne Terrasse von Richinen, deren unterste Teile bei 1960 m beginnen, ist durch unbenannte Verflachungen mit dem Hahnspil verbunden.

Das präglaciale Gerental war eine flachgezogene Landschaft. Der ebene, im Fühsummer mit zahlreichen Schmelzwasserseen besetzte Grat zwischen Gonerli und Gerental trägt noch ein Stück davon. Der steile Hang zum tieferen und jüngeren Gerental setzt mit scharfer Kante ein, während jener zum Gonerli gerundet und mit zahlreichen Rundbuckeln versehen ist. Eine gut erhaltene Moräne aus dem Gschnitzstadium zieht sich durch seine Flanke. Über 2200 m ist an der Blasenalp eine relativ gering geböschte präglaciale Hochfläche anzutreffen (Bild 1). Auch das Tällti geht in seiner Anlage auf die präglaciale Durchtalung zurück und dürfte sich seither kaum wesentlich verändert haben.

Westlich der Aegina sind die Moosmatten die Vertreter dieses Talsystems (Bild 4). Sie liegen in einer durchschnittlichen Höhenlage von 2120 m. Wie im vorhergehenden Kapitel gezeigt werden konnte, lassen sich diese Talreste mit dem Talhintergrund des Längtales verbinden.

Bis zum Blinnental bleiben dann die Spuren spärlich. Die Schwelle der Teifschlucht mit 2380 m Höhe und jene der Eukumme mit 2340 m sind präglacial. Der Hohbachkeller liegt mit 2021 m Höhe etwas zu tief; das präglaciale Tal wurde hier glacial vertieft.

Westlich des Blinnentales ist das präglaciale Haupttal durch kleine, jedoch ziemlich nahe beisammen liegende Terrassen und Gesimse gekennzeichnet. Diese lassen sich vom Bordstafel mit P. 2004 und Salzgeb auf 2060 m zum Oberstafel mit P. 2026 verfolgen. Der Frid mit P. 1949,5 ist durch Glacialerosion stark erniedrigt und kann daher nur noch sehr bedingt dem präglacialen Talsystem zugezählt werden.

4. Der Günztrog.

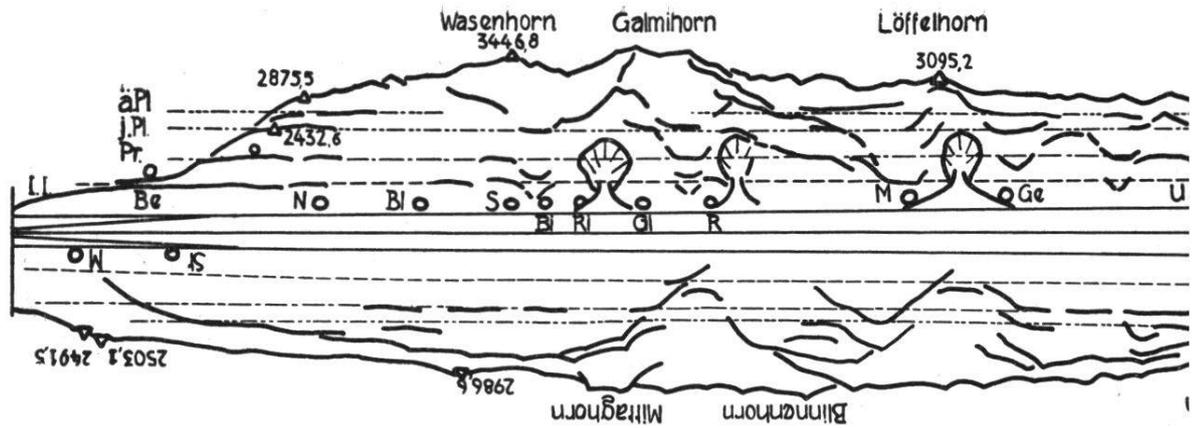
Vom Günztrog sind nur wenig Spuren erhalten. Der Judenstafel mit P. 1919, die Längseite mit P. 1925 und die Frutt im Bieligertal sind hierher zu stellen (siehe S. 22), desgleichen P. 1803 südlich Richinen. Auf der linken Talseite gehören dazu: Randstafel über dem Blasenwald mit 1960 m, Unterfleschen über dem Breitwald mit 1940 m, P. 1902,7 unter den Schorner- und die Höhe von 1900 m bei den Figelalpen (Bild 3) und über der Käserstatt. Gegen den Hintergrund des Rappentales steigt er schnell an und bildet die Terrasse unter P. 2142 an der Umbiegung zum Längstal in einer Höhe von 2060 m und erreicht bei der Alp Z'Rappen 2300 m.

5. Das Tal aus dem ersten Interglacial.

Die Reste des Tales aus dem ersten Interglacial sind nicht besonders zahlreich. Ihre Lage in einem steilen Talhang war der Erhaltung wenig günstig. Gehängeschutt, Erosion dreier Eiszeiten und Moränenbedeckung taten das Übrige, um sie schwer erkennbar zu machen. Erst nach langem Suchen findet man die Verbindungsglieder zwischen dem Gletschboden und der Terrasse von Bellwald.

Der Gletschboden entstand im ersten Interglacial und wurde in den nachfolgenden Eiszeiten übertieft. Beim Betrachten des Tales aus der Nähe von P. 2211 an der Grimsel erkennt man leicht das allmähliche Ansteigen eines wenig ausgeprägten Gesimses auf über 1900 m Höhe an der Mündung des Muttbaches. Man sieht auch die Fortsetzung sich im Talschluss unter dem Eis verlieren und rechts des Rhonegletschers auf einer Höhe von 1950 m wieder unter den Moränen hervorkommen.

Sind die Spuren an den Talhängen unterhalb Gletsch auch spärlich, so lassen sich dank der vielen Stufenmündungen von Seitentälern doch brauchbare Resultate gewinnen. Grimselboden mit 1780 m Höhe, Müllerbine mit P. 1731, Igsehenen und Keller auf 1700 m verbinden den Gletschboden auf der rechten Talseite mit der Terrasse von Bellwald. Letztere beginnt bei der oberen Matte mit 1620 m Höhe und zieht sich ununterbrochen über Nessel und



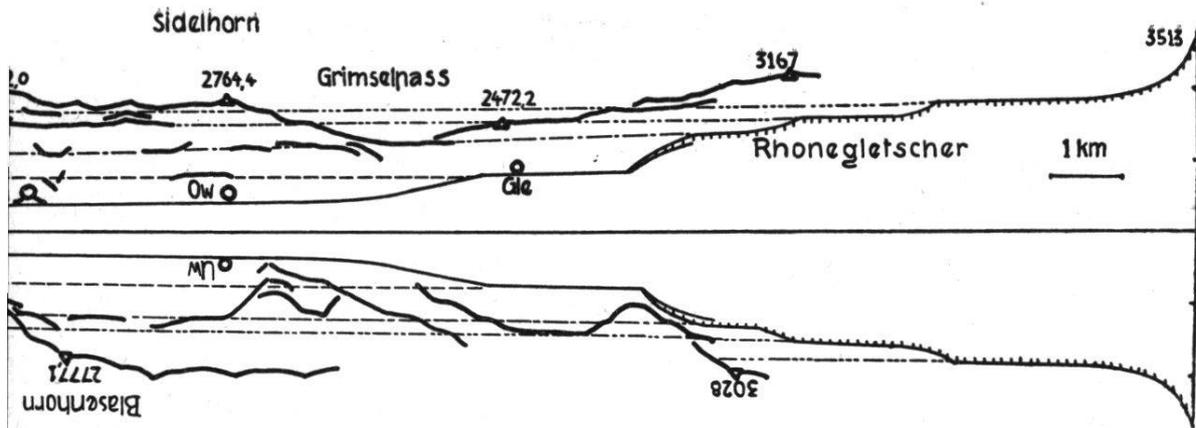
Längsprofil vom Rh

- ä. Pl. = ältere pliocäne Fläche. Sie kann besonders auf der südlichen Talseite nur auf eine kurze Strecke hin verfolgt werden. Die scheinbare Divergenz der Talreste aus dem Pliocän ist darauf zurückzuführen, dass von der älteren pliocänen Fläche nur mehr die hochgelegenen Reste aus den Talhintergründen der rechten Seitentäler erhalten sind.
- j. Pl. = jüngere pliocäne Fläche. Die Verbindungslinie ist die Mittellinie aller Flächenreste und verläuft daher meist etwas darüber oder darunter.
- Pr. = präglaciale Talreste.
- I. I. = Talreste aus dem ersten Interglacial.
Die seltenen, meist nicht sicher bestimmbareren Reste aus den Glacialtrögen wurden in diesem Längsprofil nicht berücksichtigt.

Schlettern gegen Wilern und Bellwald. Ihr Höhenunterschied beträgt zwischen Wilern und Bellwald 70 Meter. Die Form der Terrasse von Bellwald lässt auf einen damaligen Rhonelauf schliessen, der über dem jetzigen, vielleicht sogar nördlich davon, lag. Der Sporn von Bellwald ist dazu glacial erniedrigt und von Moränen bedeckt.

Auf der linken Talseite erhielten sich Terrassen bei Bergdorf-Hungerberg auf 1720 m Höhe und bei Laub unter P. 1792. Weiter westlich liegt am Ausgange des Aeginentales Laden auf 1740 m Höhe und an jenem des Blinnenthal P. 1632 im Urschgenwald. Verschiedene flache Stellen in den Wäldern erwiesen sich als Moränenreste. Die Terrasse von Bodmen, etwas unter dem Niveau des ersten Interglaciales liegend, ist durch eine grosse Sackung entstanden (siehe S. 33).

Da sich im grossen Interglacial der Lauf der Rhone südlich des heutigen befand, blieb die Terrasse von Bellwald (Bild 9) nebst



cher bis Mühlebach.

Be	=	Bellwald.	Ge	=	Geschinen
N	=	Niederwald.	U	=	Ulrichen.
Bl	=	Blitzingen.	OG	=	Obergestelen.
S	=	Selkingen.	OW	=	Oberwald.
Bi	=	Biel.	Gle	=	Gletsch.
Ri	=	Ritzingen	Mb	=	Mühlebach.
Gl	=	Gluringen.	St	=	Steinhaus.
R	=	Reckingen.	Uw	=	Unterwasser.
M	=	Münster.			

älteren Talrelikten zwischen Bellwald und Richinen erhalten, während auf der linken Talseite alle diluvialen Reste der Erosion zum Opfer fielen. Selbst von der präglacialen Landfläche blieben im Ernergalengebiet nur kleine Reste bestehen.

6. Der Mindeltrog.

Aufmerksamkeit verdient der Bärfel in einer Höhe von 1560 bis 1600 m an der Furkastrasse zwischen Oberwald und Gletsch. Ich möchte diese Verflachung der Mindeleiszeit zuschreiben. Dem Mindeltrog gehört auch das Gesimse auf 1600 m Höhe am linken Talhang zwischen Gerental und Aeginental an. Weiter westlich liegende Verflachungen und Eckfluren in 1500 m Höhe sind meist Moränen aus den Rückzugsstadien der Würmeiszeit.

7. Das Tal aus dem grossen Interglacial.

Dem jüngsten im Goms erhaltenen Talboden wurde schon im ersten Kapitel volle Aufmerksamkeit geschenkt. *Machatschek* erklärt die Erhaltung des Tales aus dem grossen Interglacial aus der Differenz der Abstände der Talstufe oberhalb Fiesch von den Firngebieten des Rhone- und Fieschergletschers. Bei Vorstössen wurde das Rhonetal schon früh durch den Fieschergletscher abgeriegelt. Im verein mit dem Binngletscher wurde das Tal so gründlich gesperrt, dass der Rhonegletscher einen grossen Teil seiner Erosionsfähigkeit einbüsste. Diese kam nur noch im Talhintergrund bei Oberwald voll zur Auswirkung.

Da die grösste Erosion in diesen Tälern immer in den Interglacialen nachgewiesen werden konnte, kann man füglich über die geringe Eintiefung im letzten Interglacial erstaunt sein. Abgesehen davon, dass dieses kürzer war als das vorausgehende, musste doch die Abtragung in Anbetracht der hohen Stufe viel kräftiger sein.

Durch den Rückzug des risseseiszeitlichen Rhonegletschers aus der Umgebung von Niederwald wurde es dem Fieschergletscher ermöglicht, eine sperrende Moräne in das Haupttal zu legen. Diese musste von der Rhone zuerst durchbrochen werden. Viel später, als die grossen Schmelzwassermengen des sich zurückziehenden Rhonegletschers verlaufen waren, kam die Rhone dazu, den eigentlichen Felsuntergrund anzugreifen. Die Schlucht nördlich Ernen ist im letzten Interglacial entstanden. Die rezente Vertiefung ist relativ unbedeutend.

Die Stufe westlich Niederwald war am Ende der Würmeiszeit im wesentlichen in der heutigen Form vorhanden. Sie ist durch Rückwärtserosion entstanden, da ihre Lage eine Konfluenzstufe ausschliesst. Der Fieschergletscher reichte nach dem Rückzuge des Rhonegletschers nicht mehr über die Stufe hinauf und konnte daher keinen sperrenden Moränenwall in das Haupttal legen. Deshalb konnte die Rhone bis zum heutigen Tage nicht nur die Schlucht aus dem letzten Interglacial von Moränenschutt befreien, sondern sich auch noch in den Felsuntergrund einschneiden.

Im Interstadial Gschnitz-Daun entstand durch Aufschotterung

der heutige Talboden, der dann vermutlich während des Daunvorstosses die grossen Schuttkegel erhielt. Die vielen Schwemmkegel betehen aus dem herausgeschafften Moränenschutt der Durchbruchsschluchten und V-förmigen untersten Einschnitte der Seitentäler. Erst nach dem Daunvorstoss gesellte sich dazu in grösserem Masse Material aus dem Anstehenden.

8. Erosionsreste aus dem letzten Interglacial.

Erosionsreste aus dem letzten Interglacial finden sich in den Endstufen. Auf jene des Haupttales wurde oben näher eingegangen. Jene der Seitentäler sind durch ausgesprochene V-Form gekennzeichnet. Diese verdankt ihre Erhaltung der Moränenbedeckung und der rückstauenden Wirkung des Rhonegletschers auf die Gletscher der Seitentäler.

9. Anhang.

Dem Besucher des Goms fallen die dunklen, eisgekrönten Gipfel des Mittaghornes, Blinnenhornes, Merezenbachschije und der Ritzhörner auf. Sie bestehen aus weichen Schiefen und sind deshalb besonders für den Geologen auffällig. Sie überragen die harten Gneisberge des Gotthardmassives um 300 bis 600 Meter. Eine pliocäne Aufschiebung ist nicht denkbar, da solche Dislokationen in jener Zeit sich an der Grenze vom Penninikum zum Gotthardmassiv nicht mehr ereigneten. Es bleibt nur noch die Erklärung miocäner Erosion durch Nebenflüsse der Uraare. Einer davon mochte, aus der Gegend des Kummenhornes kommend, über die Hohbachseen und den Distelpass der Uraare zugeflossen sein. Ein anderer folgte dem Rande der Bedrettomulde und wieder ein anderer der Urserenzone. Diesen vielseitigen Angriffen fielen denn auch die Gneisberge allmählich zum Opfer, während die Gries-Hohsandgruppe infolge ihrer Lage im Hintergrund des Haupttales herauspräpariert wurde. Auch die Eroberung dieser Gebiete durch die Rhone änderte nichts zu ungunsten dieser Berge. Die neubelebte Erosion griff zuerst wieder die Gneisgipfel an, und die zur Bedrettomulde parallelen Täler schützten die Bündnerschieferzone. Erst nach der grossen plio-

cänen Hebung des Alpenkörpers vertieften sich die Täler so, dass eine wesentliche Abtragung der Schiefer eintreten konnte (Blinental). Die alten Talanlagen blieben teilweise erhalten, wurden jedoch durch prädiluviale und diluviale Talbildungen zerschnitten. Besonders hielt sich die Talfolge an der Grenze zwischen Bedretto- mulde und Gotthardmassiv. In ihr liegen Rappental, Hohlaunital, Merezengletscher, Ritzgletscher und Längtal. Die Fortsetzung über den Nufenenpass ist, nach *Staub*, von der Uraare selbst durchflossen worden. Auch das alte Tal über den Hohbachseen und dem Distelpass hat sich in die Tiefe projiziert und wird durch Quermulden angedeutet.

Zusammenfassung: Im Goms lassen sich drei voreiszeitliche und vier eiszeitliche Erosionszyklen unterscheiden. Dabei werden die seltenen Spuren aus Riss- und Nachrisszeit nicht berücksichtigt. Die ältesten Reste sind pliocänen Alters. Die Oberfläche bildete damals flache, weitgezogene und offene Täler. Die Talformen der jüngeren pliocänen Fläche besaßen schon bewegteres Relief. Ihre Reste liegen durchschnittlich 180 m tiefer. Die pliocänen Alpen besaßen Mittelgebirgscharakter.

Weitere 200 m tiefer liegen die präglacialen Talreste. In jener Zeit waren nicht nur die grossen Täler relativ tief eingeschnitten, sondern auch die kleinen hatte ihre Anlage erhalten. Die Reliefenergie war um vieles grösser geworden.

Alle prädiluvialen Oberflächenreste sind starker Verwitterung und glacialer Erosion anheimgefallen. Letztere vertiefte besonders die präglacialen Talböden der dritten Talgruppe.

Hundert bis hundertfünfzig Meter unter den präglacialen Talresten findet man Spuren des Günztroges. Das will nun nicht besagen, dass der Boden dieses Tales um dieselbe Höhe unter dem präglacialen lag. Letzterer hatte in seinem Querschnitt angenähert die Form einer Kettenlinie, während der Trog eine nur schwach gekrümmte Talsohle aufwies. Die Vertiefung betrug daher kaum 50 Meter.

Fast 200 m tiefer finden sich Reste aus dem ersten Interglacial. Doch sind sie selten und häufig durch Moränenbedeckung fast unkenntlich gemacht. Noch um 100 m tiefer liegen die Überreste des Mindeltroges. Für ihn gilt das beim Günztrog gesagte.

Der Talboden des grossen Interglacial befindet sich wiederum 200 m tiefer. Bei Oberwald entstand in den folgenden Eiszeiten eine Übertiefung, die durch die Aufschüttung in den letzten Rückzugsstadien der Würmeiszeit nicht ausgeglichen werden konnte. Daher fehlen bei St. Niklaus mehr als fünfzig Meter. Die Strassenkehre liegt hier auf dem alten Talboden aus dem grossen Interglacial. Die Verhältnisse gleichen somit jenen des Gletschbodens.

Mit Ausnahme der Tröge aus den beiden ersten Eiszeiten lassen sich alle Terrassen auf ein erhaltenes Talstück zurückführen. So ist die ältere pliocäne Fläche noch im Rhonegletscher auf einer Höhe von 2800 m erhalten. Westlich davon vereinigen sich die jüngeren

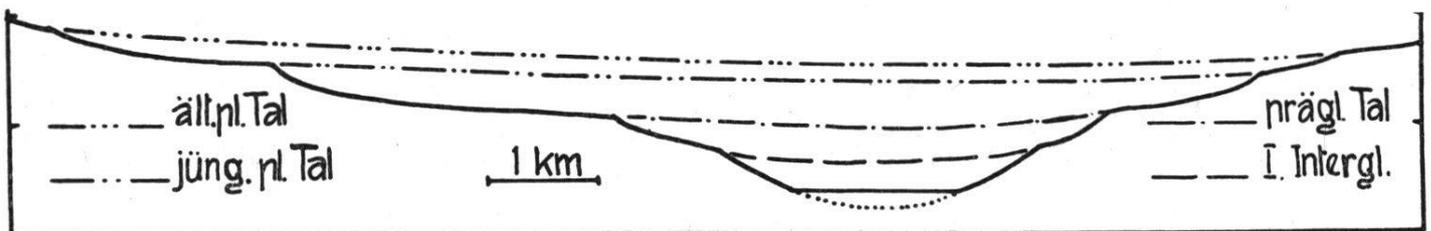


Fig. 9.

pliocänen Terrassen bei 2500 m zu einem alten Talboden, die präglacialen bei 2300 m. Das Tal des ersten Interglaciales ist im Gletschboden zu erkennen.

Gegen Westen ist bis zum Fieschertal eine schwache Divergenz der Talböden feststellbar. Während das Gefälle des älteren pliocänen Tales sehr gering ist — es kann auch durch Hebungsvorgänge verkleinert worden sein — ist jenes des jüngeren schon deutlich nachweisbar und jenes des präglacialen noch grösser. Das präglaciale und die diluvialen Täler zeigen, abgesehen von den Talstufen, die in den vorausgegangenen Erosionscyklen sich jeweils nicht feststellen lassen, nur geringe Gefällsdifferenzen.

C. Die grossen Schuttkegel des Goms.

Die im ersten Kapitel erwähnten grossen Schuttkegel des Goms sollen in diesem Abschnitte eingehender besprochen werden. Es sind deren drei: Das Münsterfeld im Osten, die Reckingerlauri in der Mitte und das Ritzingerfeld im Westen. Die Anrissnischen zei-

gen beim Münster- und Ritzingerfeld ideale Ausbildung, während die Reckingerlauri durch Sackungen entstandene Komplikationen aufweist.

Die Anrissnischen weisen gegenüber normalen Wildbachanrissen, neben vielen Gleichheiten, auch scheinbar gesetzmässige, da immer wiederkehrende Unterschiede auf. Beiden Arten ist die Form und die Anlage an einem steilen Talhang gemeinsam. Gemeinsam ist auch das Auftreten der vielen Sekundärgrate innerhalb der Nische, wodurch zahlreiche Nebennischen gebildet werden. Im Gegensatz zu Wildbachanrissen aber steht die kräftige Bewachsung, die in den Couloirs aus einer dichten Grasnarbe besteht und auf den Sekundärgraten sogar Lärchen und Erlen aufweist. Die Couloirs zeigen nicht V-, sondern U-förmigen Querschnitt. Der Nischenhals stellt eine schiefe Ebene von mehr als hundert Metern Breite mit schiefen Seitenwänden dar.

1. Das Ritzingerfeld.

Das Ritzingerfeld hat die Form eines Ausschnittes eines flachen Kreiskegels. Die Basislinie liegt ziemlich genau auf der Isohypse von 1290 m. Der Anschnitt der Rhone beim Bahnhof Biel zeigt das gleiche ungeordnete Schuttkegelmateriale, das die andern, leider seltenen Aufschlüsse aufweisen. Der Talboden lag somit vor der Entstehung des Kegels noch tiefer. Die Komponenten der Schuttmasse sind teils fremde Felsarten, teils Gesteine der Nischenwand.

Die Fortsetzung der Verschneidungslinien des Schuttkegels mit dem Talhang gibt einen Schnittpunkt auf 1480 m Höhe im Nischenhals, dort, wo die Isohypsen sich erstmalig nach aussen biegen, so den Beginn des Schuttkegels anzeigend. Seine Höhe ist daher 190 Meter. Der Winkel der Verschneidungslinien beträgt 140°. Eine dieser Linien endet beim nordöstlichen Dorfeingang von Biel auf 1300 m Höhe und die andere nördlich von Gluringen bei 1330 m am Schwemmkegel des Reckingerbaches. Das Gefälle des Schuttkegels beträgt durchschnittlich 19% und ist an den Seiten etwas grösser als in der Fortsetzung der Anrissnische.

Die Kubatur der Schuttmasse ist recht einfach, da sich die zur Berechnung notwendigen Grössen geometrisch erfassen lassen.

Wenn die Grundfläche angenähert ein Kreissegment darstellt, so ist die Formel zur Volumenberechnung:

$$V = \frac{1}{3} R^2 H \left(\frac{\pi \alpha}{180} - \sin \alpha \right)$$

H ist die Höhe der Kegelspitze über der Grundfläche, R der Radius und α der von den Verschneidungslinien eingeschlossene Winkel, der sog. Öffnungswinkel.

Aus H: 190 m, R: 900 m, α : 140°

lässt sich der Minimalinhalt des Schuttkegels berechnen. Er beträgt ca. 46 Millionen m³.

Mit allmählich zunehmendem Gefälle zieht sich der Boden in die Ausbruchsnische der Schuttmassen hinauf. Auffallend ist das Fehlen jeglicher Anzeichen eines grösseren Baches. Nur oberhalb 1700 m ist eine Runse feststellbar, deren aufgeworfene Ränder auf kleine Murgänge schliessen lassen.

Das Zentrum der Nische liegt bei 1750 m Höhe. Auf diese Stelle hin konvergieren die zahlreichen Nebennischen. Sie zeigen keine Spur einer Tätigkeit fließenden Wassers. Die Isohypsen verbinden in ungebrochener Linie in den einzelnen Rinnen die begrenzenden Sekundärgrate. Sie beweisen so das Fehlen alter Wasserläufe. Schneedruck und Labilität des Schuttes in den Nischen haben auch die übrigen Ungleichheiten der Oberfläche ausgeglichen. Dieses Ergebnis klingt reichlich paradox für ein Gebilde, das so viel Ähnlichkeit mit einem Wildbachanriss besitzt.

Im Hinblick auf die spätere Erklärung sei auch erwähnt, dass den Schuttkegeln keinerlei Moränen aufgesetzt sind (was nur natürlich ist), dass aber an den Wänden des Anrisses über 1470 m deutliche Moränenreste über dem Nischenboden vorkommen. Man findet zum Beispiel massige, verwitterte Aaregranite, mit schwach rauchigen Quarzen, wie sie ganz besonders am Ulricherstock auftreten, desgleichen injizierte Amphibolite aus den basischen Zonen der südlichen Gneise. Letztere unterscheiden sich von den hier auftretenden injizierten Biotit-Hornblendegneisen durch höhere Metamorphose und grössere Massigkeit. Tiefer in der Nische drin vermischt sich dieses Moränenmaterial immer mehr mit dem gehängeschuttartigen der Sekundärgrate.

Der Anriss erreicht bei 2220 m Höhe seine obere Grenze. Der

Nischenrand verläuft vom Nischenhals westwärts durch den Wald zum kaum erkennbaren Überrest des Günztroges bei P. 1925 der Längseite. Hier wendet er sich gegen Norden und bildet mit dem linken Talhang des Bieligertales eine Verschneidung. Ein Stück weit folgt die Begrenzung der Nische der Isohypse von 2220 m, um in plötzlichem Richtungswechsel absinkend, zuerst südost-, dann südwärts der Kegelspitze zuzustreben. Die Länge der Nischenachse beträgt 1500 m, die grösste Breite 750 m.

2. Die Reckingerlauri.

Der Schuttkegel der Reckingerlauri steht dem Ritzingerfeld an Grösse bedeutend nach; ihre Anrissnische übertrifft aber die der Ritzingerlauri. Die Kegelspitze liegt bei 1440 m, die Basis bei 1320 m. Der Öffnungswinkel beträgt 120° , der Radius 600 Meter. Das Gefälle erreicht 16,5% in der Richtung der Kegelachse. Daraus lässt sich ein ungefährender Inhalt von 9 Millionen m^3 errechnen.

Wie bei der Nische des Ritzingerfeldes überrascht auch hier das Fehlen jeglicher Anzeichen von Einwirkungen fliessenden Wassers. Die Runsen zeigen die gleiche Ausglättung durch Schneedruck. Spärliche Moränenreste kleben an den seitlichen Abhängen der Anrissnische.

Der Nischenrand verläuft zuerst nordwestwärts, um dann gegen Norden umzubiegen. Bei P. 2204 ist die höchste Stelle einer Seitennische erreicht. Die Grenze verläuft im alten Talhang wagrecht gegen Osten, um nach 150 Metern gegen Norden zum höchsten Punkt anzusteigen. Er liegt auf einer Höhe von 2380 m. Beim Tränkbodenkreuz scheint der Nischenrand weiter ostwärts gegen den Judenstafel abzusinken. Doch ist in der Tiefe unter dem Kreuz eine gegen das Nischenzentrum verlaufende Geländefalte erkennbar, die die östlich gelegenen Teile von der Nische trennt. Über eine kleine Felsmauer erreicht man hier eine scheinbare Fortsetzung des Anrisses, die sehr stark mit Blockmaterial erfüllt ist. Es ist eine Sackungsnische, die mit steilen Felswänden bei 2300 m Höhe beginnt und allmählich gegen 1900 m hin ausflacht. Beim Bau des Weges vom Judenstafel zur Galmihornhütte wurden in 2000 m Höhe stark zerriebene, teilweise sogar mehligte Felspartien ange-

schnitten, die gemeinsam mit Wülsten auf 1800 m und 1700 m Höhe den Beweis einer Sackung erbringen. Die Sackung ist älter als der Schuttkegel. Ein grossblockiger Wall auf 1900 m Höhe zeigt, dass lange Zeit Schnee- und Lawinenreste, vielleicht sogar ein Firnfeld eine geeignete Rutschbahn für die abbröckelnden Gesteine der Sackungsnische darstellten. Da der obere Nischenrand im Mittel bei 2100 m liegt, muss für den Fall eines Firnfeldes eine Schneegrenzende-pression von höchstens 800 m angenommen werden. Dies spricht für das Interstadial Bühl-Gschnitz und beweist, dass die Sackung älter ist als der Schuttkegel.

3. Das Münsterfeld.

Das Münsterfeld ist als Abschluss des ebenen Talstückes zwischen Oberwald und Geschinen wohl der auffallendste der drei grossen Schuttkegel des Goms. Anriss, Nischenhals und Kegel stellen das Ideal eines derartigen Gebildes dar (Bild 10, 11). Westlich stört allein der Austritt des Münstigerbaches den Verlauf der Verschneidungslinie. Das Schwemmmaterial dieses Baches stammt zu einem beträchtlichen Teil aus dem grossen Schuttkegel. Auffällig ist die Kleinheit des Schwemmkegels im Vergleich zum Münsterfeld.

Die Spitze des Münsterfeldes liegt bei 1540 m, die Basis bei 1330 m. Es ist sehr wahrscheinlich, dass sich der Schutt noch wesentlich in die Tiefe fortsetzt. Dafür spricht die Schwemmebene hinter dem Kegel und die Verdoppelung des Rhonegefälles vor der Kegelfront. Der Radius des Kegels beträgt 1100 Meter. Das durchschnittliche Gefälle ist 19%. Der Öffnungswinkel misst 120°.

Der Inhalt des Schuttkegels lässt sich aus den angegebenen Zahlen zu ca. 50 Millionen m³ berechnen. Dies ist für einen Anriss von 1500 m Länge und 800 m Breite eine gewaltige Masse.

Die typischen Erscheinungen der beiden andern Ausbruchsnischen und Schuttkegel zeigen sich hier ganz besonders deutlich. Das Herantreten der Moränenbedeckung an den Nischenrand — sie fehlt über 2000 m fast ganz — geht Hand in Hand mit dem Auftreten von kleinen Moränenresten in der Nische selbst. Sie waren jedoch über 1700 m nicht mehr sicher nachweisbar.

Der Umriss der Anrissnische ist in seiner Kartenprojektion

tropfenförmig. An den Verschneidungslinien der Nischenwand mit dem Münstigertal im Westen und dem Trütztal im Osten entsteht eine Verflachung. Ein kurzes Verbindungsstück auf 2320 m Höhe vereinigt beide. Mit Hilfe der photogrammetrischen Aufnahmen 1: 10 000, die mir die schweizerische Landestopographie verdankenswerterweise für geologische Aufnahmen im Münstigertal zur Verfügung stellte, konnte der Inhalt der Nische berechnet werden. Da es sich nur um eine Überschlagsrechnung handelte, wurde jede in Frage kommende Isohypse von Nischenrand zu Nischenrand mit einer Sehne verbunden. Dadurch wurde ein angenähert trapez- oder dreieckförmiges Gebilde ausgeschnitten und als Trapez oder Dreieck berechnet. Der Fehler ist bei richtiger Anwendung nicht sehr gross. Der Abstand von einer Fläche zur andern ergibt die Höhe des zur Grundfläche gehörigen Prismas. Um auch hier die Fehlerquellen zu vermindern, wählte ich die Höhe der Prismen möglichst klein, nämlich 20 Meter. Infolge der Verschneidung mit dem Münstigertal weicht der westliche Nischenrand viel schneller zurück. Dadurch ergibt sich die Notwendigkeit eines Zuschlages, der von 100 zu 100 Metern prozentual bestimmt wurde. Es ergab sich ein Zuschlag von 5% bei 1700 m, von 45% bei 2000 m und 85% bei 2100 m Höhe. Der Inhalt von etwas über 80 Millionen m³ stellt im Verhältnis zu jenem des Schuttkegels von 50 Millionen einen verblüffend kleinen Wert dar. Der Schutt würde den Anriss bis zu 2000 m Höhe auffüllen. Für den nicht berechenbaren Teil des Kegels bleibt somit genügend Platz, wenn man den Abtransport durch Wasser und Wind gering annimmt. Das Verhältnis des Schuttkegelinhaltes zum Nischeninhalt mit 5:8 verbietet die Annahme, dass der Kegel durch Wassertransport s.s. entstanden sei. Auch Reckinger- und Ritzingerlauri zeigen ähnliche Verhältnisse. Brächte man das Ritzingerfeld in seine Nische zurück, so würde diese bis 2000 m Höhe aufgefüllt. Das Verhältnis ist hier noch mehr zu gunsten des Schuttkegels verschoben. Dass auch hier ungefähr dieselbe Höhe in der Anfüllung der Nische erreicht wird, wie beim Münsterfeld, ist nicht Zufall.

Vorgängig der Erklärung seien noch einmal die gemeinsamen Merkmale erwähnt. Keine der drei Nischen zeigt Spuren rezenter oder alter Wasserläufe. Zum Wässern muss Wasser aus den benachbarten Tälern bezogen werden. Das Gefälle der Schuttkegel ist

mit durchschnittlich 18% wesentlich grösser als bei Schwemmkegeln, erreicht aber jenes von Lawinen- und Trockenschuttkegeln bei weitem nicht. Moränen fehlen auf den Schuttkegeln, finden sich aber in den Nischen. Das transportierte Material zeigt vorwiegend ungeordnetes Gemenge von ortsfremdem Gestein. So finden sich Aaregranite in verschiedenster Ausbildung, Augengneise aus den Talhintergründen der Seitentäler und Amphibolite. Ihre Herkunft kann nur glacial sein. Da jedoch Moränen auf den Schuttkegeln fehlen und diese dem gewaltigen Druck der Eismassen nicht hätten widerstehen können, so müssen sie postdiluvial sein. Die Erweiterung der Kantonsstrasse im Sommer 1939 zeigte an den zahlreich entstandenen Anschnitten, dass alle Kegel eine regellose Lagerung aufweisen. Ein sandig-toniges Zwischenmittel umhüllt grössere Brocken und kleine Steine in buntem Durcheinander. Der Schuttkegel besteht aus Moränenmaterial, das den Nischen entstammt. Die Kegel sind also postdiluvial und nicht durch fließendes Wasser entstanden.

Die Eiszeiten sind nicht nur einer Abkühlung, sondern auch einer Zunahme der Niederschläge zuzuschreiben. Dadurch wurden die Sommertemperaturen infolge mangelnder Insolation gesenkt. Wenn auch das letzte Interglacial die Nische geschaffen hatte, so fällt doch die grosse Ausräumungsarbeit auf den niederschlagsreichen Beginn der Würmeiszeit. Dafür spricht die frische, wenig zerstörte Form. Der vorstossende Rhonegletscher verstopfte die Nischen und füllte sie allmählich mit Seitenmoränen aus. Der obere Teil des Gletschers lag nicht in einem Moränenbett, weil er durch die trümmerarme Oberschicht des Firnes gebildet wurde. Dies erklärt die dünne, teilweise fehlende Moränendecke in Höhen über 2000 m. Daher wurden die Anrissnischen nur bis 2000 m gefüllt.

Die Moränen wurden in den Rückzugsstadien allmählich frei, behielten aber dank der Trockenheit ihre volle Standfestigkeit. Während des Daunvorstosses mussten die vermehrten Niederschläge eine solche Durchnässung des Nischeninhaltes hervorgerufen haben, dass die innere Reibung nicht mehr genügte, ihn zu halten. Er rutschte daher als riesige Mure in den weiten, offenen Talboden hinaus, in einem Male in der Sandebene den Schuttkegel aufbauend.

Hinter dem Münsterfeld bildete sich ein See, der bis gegen Oberwald reichte. Er wurde durch zunehmende Erosion abgesenkt und teils durch die Schlammassen der Rhone, teils durch vegetabilische Verlandung (Ulrichen) aufgefüllt. Die in der Nische beim Ausbruch entstandenen Rinnen wurden durch Nachbröckeln der Nischenwände teilweise aufgefüllt und durch Schneedruck und Lawinen ausgeglättet.

D. Karbildungen.

1. Allgemeines.

Das Einzugsgebiet der Rhone oberhalb der Einmündung des Fiescherbaches ist mit zahlreichen Kare aller Entwicklungsstufen und Ausbildungsformen besetzt. Primär gehen sie häufig auf alte präglaciale und pliocäne Talschlüsse zurück. Tektonische Verhältnisse spielen besonders auf der rechten Rhonetalseite eine wichtige Rolle. Die hochgelegenen Kare sind stark verändert. Die Blockkare auf der älteren pliocänen Oberfläche sehen daneben jung aus; doch kann man durch direkte Einsicht oder durch das Vorhandensein von Seen auf eine Felsschwelle schliessen. Das beweist, dass sie auf alten Kare aufgebaut sind.

Die zahlreichen Kare dieses Gebietes — es sind deren hundert — zeigen, dass die Zentralalpen im Bereiche des oberen Goms nicht so arm an diesen morphologischen Formen sind, wie *Penck* und *Brückner* annahmen. Sie liegen nie an den Rhonetalhängen, sondern dem direkten Einblick entrückt, in den Talhintergründen. Dies erklärt sich daraus, dass die Entwicklungsbreite des Rhonetaltalanges wohl gross ist, die Nebentäler sich aber so schnell folgen, dass nur in den alten Talschlüssen genügend Raum zur Karbildung vorhanden ist. Zugleich ist der Gletscherstand zu hoch gewesen, um die Entstehung tiefer gelegener Kare zu erlauben. Der Gletscherhöchststand betrug 2700 m für das Haupttal und hob sich gegen die Hintergründe der Seitentäler. Die oben erwähnten, stark verwitterten Kare folgen nicht der Regel, die *Penck* und *Brückner* angeben, nach welcher die Kare hundert bis zweihundert Meter unter dem Gletscherhöchststand liegen müssen. Diejenigen, die

dieser Regel gehorchen, sind jedoch am schönsten ausgebildet und am besten erhalten. Die tiefer liegenden Kare sind nicht voll entwickelt oder schutterfüllt (Treppenkare südlich des Aargrates). Karlinge, die in den Ostalpen zahlreich auftreten, kommen im besprochenen Gebiete nicht vor. Das Brudelhorn, dessen Flanken, mit Ausnahme der Westseite, halb ausgebildete Kare tragen, steht diesem morphologischen Gebilde allerdings nahe.

Um eine Übersicht zu gewinnen, wurden die hundert erfassten Kare nach Talseite, Höhe und Exposition geordnet. Treppenkare, soweit die einzelnen Stufen Sekundärkare tragen, wurden nicht nach der Gesamtheit, sondern nach den einzelnen Nischen berücksichtigt.

Auf der rechten Talseite befinden sich 58 nachgewiesene Kare. 50 davon besitzen östliche bis südliche Lage, 6 sind nordöstlich, eines nördlich und eines südwestlich gerichtet. 86,2 % aller Kare liegen im erstgenannten Quadranten. Sie sind über alle Höhen von 2100 m bis 2980 m zerstreut, häufen sich aber zwischen 2400 m und 2450 m, sowie zwischen 2550 m und 2675 m. Das zweite Maximum wird besonders von den südlich gerichteten Karen eingenommen. Die Kare halten sich nicht an irgendwelche Gletschergrenzen, sondern an die flachen Gehängeteile pliocäner und präglacialer Täler. Daneben findet man sie auch da, wo Mylonite Stufen bilden. Unter den 58 Karen finden sich 28 Seekare mit 30 Seen.

Der linke Talhang enthält vor allem Kare von westlicher bis nordöstlicher Richtung. Doch sind auch die andern Himmelsrichtungen vertreten. Mit Süd-Exposition wurde bis jetzt erst ein kleines Kar am Distelgrat festgestellt. Dadurch, dass neben Quertälern auch Längstäler vorkommen, wird die Ausschliesslichkeit der Richtungen, die für die rechte Talseite charakteristisch ist, verhindert.

Es wurden 42 Kare erfasst, wobei zahlreiche Miniaturkare östlich des Merezembachtales nicht mitgezählt sind. Die untere Grenze liegt bei nordöstlicher bis nördlicher Exposition auf 2220 m Höhe. Es sind die untersten Karböden der Treppenkare auf Ernergalen. Ein erstes Maximum ist auf 2425 m Höhe für Kare nördlicher, ein zweites auf 2575 m für Kare westlicher Richtung feststellbar. Auch diese Kare sind an alte Oberflächenreste gebunden;

eine Ausnahme machen nur einige kleine Blockkare. Von den 42 Kare sind 15 Seekare mit 19 Seen.

Ausserhalb der Kare lassen sich eine grosse Zahl flacher Seen feststellen. Die Grimsel allein weist nach der neuen Landeskarte der Schweiz deren 17 auf. Im Rundbuckelgebiet des Mossmattenstockes lassen sich deren acht zählen und auf Ernergalen deren drei. Allenthalben kann man im Juni, aber auch noch im Juli zahlreiche Schmelzwasserlachen auf dem trennenden Grate zwischen Gerental und Gonerli feststellen. Im Jahre 1939 zählte ich Ende Juli 15, wovon mindestens fünf in normalen Jahren nicht austrocknen. Jenseits des Gonerli liegt die Oberwalder Blasenalp. Hier und im Tällti befinden sich neben 2 Seen eine grössere Zahl von Moorflächen.

Während die 49 Karseen Felsbecken von mehreren Metern Tiefe darstellen, sind obenerwähnte Seen nur ganz flache Wannen, typische Schliffseen in Rundbuckelgebieten.

2. Einzelbeschreibung.

Eine Einzelbeschreibung aller Kare geht infolge ihrer grossen Zahl weit über den Rahmen dieser Arbeit hinaus. Die zahlreichen Seen und Moore, die fast drei Viertel dieser Kare einnehmen, sind noch zu wenig eingehend untersucht. Vor allem fehlen Tiefenmessungen.

Da Kare in den Seitentälern eine wichtige morphologische Rolle spielen, wurden sie schon erwähnt. In der Folge soll daher nur auf einzelne interessante Fälle eingegangen werden.

Schöne Kare finden sich selten. Auf der Nordseite der Rhone liegen sie im Aaregranit. Erwähnenswert sind vor allem der Obersee im Niedertal, der Ulisee im Obertal und der Trützisee (Bild 8). Ihre Höhen liegen zwischen 2570 m und 2590 m, somit 170 m bis 200 m unter dem höchsten Eisstand.

Der Trützisee hatte einst eine Länge von 500 m, ist jedoch durch Verlandung auf deren 300 zurückgedrängt worden. Die Schwelle ist ausserordentlich schön gerundet und fast frei von Erratika, dagegen ist der Seeboden durch Trümmer, die über die rückwärtige Moränenwand herunterstürzten, stark erhöht worden. Der See war ursprünglich fast kreisförmig und wurde durch die

erwähnte Moräne so eingengt, dass seine Breite nur noch 175 Meter beträgt.

Scharf setzt sich der von Moränen nicht bedeckte Teil der Karwand gegen die ältere pliocäne Fläche ab, die einige winzige, stark verwitterte, mit Schutt bedeckte und der trennenden Scheidewände beraubte Kare trägt. Sie bilden in ihrer Gesamtheit eine Karterrasse mit drei länglichen, auch im Hochsommer häufig eisbedeckten Karen.

Auf der linken Talseite sind besonders erwähnenswert Distelsee und Teifschlucht. Ersterer stellt ein tiefes kreisrundes Becken auf einer Höhe von 2587 m dar, mit hundert Meter hohen, in die jüngere pliocäne Landfläche eingelassenen Karwänden¹.

Die Teifschlucht liegt östlich der Hohbachseen auf 2413 m Höhe und ist keine Schlucht, sondern ein Kar mit nordöstlicher Exposition. Die Karwände sind stellenweise über 200 Meter hoch. Das Kar liegt in einer Lücke zwischen Stock und Sedelhorn, 300 Meter unter der Verbindungslinie ihrer Grate.

Besonderes Interesse bieten die relativ zahlreichen Treppenkare. Auf den Stufen haben sich in den meisten Fällen neue, sekundäre Kare gebildet. Der unterste Karboden ist nördlich der Rhone infolge seiner ausserordentlich tiefen Lage von 2000 m stark verändert und hoch mit Gehängeschutt und Moränen überschüttet. *Nussbaum* betont in einer Abhandlung² die gelegentlich recht schwierige Unterscheidung zwischen gestuften Hochtälern und Treppenkaren. Die maximale Länge eines Treppenkares beträgt in den Pyrenäen drei, gelegentlich vier Kilometer.

Das Trütztal ist mit einer Länge von 2,5 km ein Grenzfall zwischen einem gestuften Hochtal und einem Treppenkar; Ober- und Niedertal sind Treppenkare. Die untersten Karböden der letzteren sind durch seitliche Trockenschuttkegel und beträchtliche Moränenaufgabe fast unkenntlich geworden. Ihre Entstehung ist nicht allein auf Verkarung zurückzuführen. Sie überlagert jedoch vollständig die durch präglaciale fluviale Erosion entstandene Talanlage. Die Schwellen liegen im anstehenden Gestein. Die Ver-

¹ Im Jahre 1935 setzte der damalige Landjäger von Münster Forellen aus, die gut gediehen und 1936 eine Länge von 10 cm aufwiesen. Eine Nachkontrolle war 1939 wegen Eisbedeckung nicht möglich.

² FR. NUSSBAUM: Die Seen der Pyrenäen, Mitt. Bern. Natf. Ges. 1934.

gletscherung im Rhonetal und die Verkarung der präglacialen Talanlagen wechseln ab, da die Kare nur in den Übergangszeiten von Interglacialen zu Gletscherhöchstständen und umgekehrt entstehen konnten. Die Würmeiszeit hat diesem Niveau infolge sprunghaften Zurückweichens der Gletscher im Gschnitz-Daun-Interstadial keine länger dauernde Verkarung, sondern nur Aufschotterung gebracht.

Diese tiefliegenden Karböden entstanden nicht am Ausgehenden der Präglacialzeit, da die Vergletscherung einer Nische von dieser Höhe mit Südostexposition gleichbedeutend mit einer Vergletscherung des Haupttales gewesen wäre. Das hätte die Entstehung eines Kares, dessen Schwelle kaum höher lag als der Haupttalboden, sofort durch Rüsckstau unterbunden. Erst mit der Eintiefung des Günztroges und des Tales aus dem ersten Interglacial konnten sich seitliche Kargletscher entwickeln. Die Überprägung der Karmerkmale auf den präglacialen Talschluss begann erst am Ende des Günz-Mindel-Interglaciales.

Die Treppenkare der Sidelhorn-Löffelhorngruppe haben im allgemeinen Südostexposition; doch weichen einzelne Karnischen beträchtlich davon ab. Das schönste Treppenkar dieser Gruppe ist das Niedertal. Es enthält acht Kare auf sechs Stufen mit vier Seen. Die Sohle befindet sich bei 2000 m Höhe. 300 Meter höher folgt das Sewji mit einem randlichen Moor. Auf 2430 m liegt der Mittelsee mit einem kleinen Nebenkar. Auf der nächsten Stufe, 2510 m hoch gelegen, findet sich als Sammeltrichter ein Schuttkar, das früher einen See enthielt. Nur 90 Meter höher ist das Oberseekar und ein Eiskar in Nordostexposition mit einer Schneegrenze von 2660 m Höhe. Bei P. 2673 befindet sich ein unbenannter Karsee. Knapp unter dem Grat liegt ein winziges Schuttkar auf einer Höhe von 2740 m. Es gehört nicht mehr zum Treppenkar.

Auch das Setzenhorngebiet weist Treppenkare auf. Das schönste wird durch den Wilerbach entwässert und ist gegen Südosten offen. Zu oberst liegen Längsee und Wirbelsee auf 2711 m und 2650 m Höhe. Darunter folgt ein unbenannter See mit P. 2554 und der Spilboden mit dem Spilsee. Durch einen stark abgetragenen Grat ist er vom östlichen Spilbodenkar getrennt. Dieses ist selbständig. Mit Ausnahme des Längsees sind alle Seen deutliche Felsbecken; der abschliessende Blockwall aus Graniten ist extrem wasserdurch-

lässig, so dass auch für diesen See ein Felsbecken angenommen werden muss.

Auf der linken Talseite weist der Ernergalen drei schön ausgebildete Treppenkare auf, von denen die Bodmerkumme das bemerkenswerteste ist. Zu oberst liegt im Einschnitte westlich P. 2728 ein winziges Kar auf einer Höhe von 2580 m. Es befindet sich noch ausserhalb des Treppenkares. Etwas tiefer liegt der Gritlesee mit P. 2550. Er besitzt keinen oberirdischen Abfluss. Die Grundle, ein See auf 2425 m Höhe, nimmt eine vermittelnde Stellung zwischen einem Wannensee, wie er bei Treppenkaren häufig ist, und einem Karsee ein. Über eine flache Stufe fliesst der Bach zum See bei P. 2376. Darunter ist der Mürisboden, der von Moränen bedeckte unterste Karboden. Seitlich liegt hinter Moränen ein kleiner See ohne sichtbaren Abfluss. Unterhalb Mürisboden versickert der Bach meistens im Schutt und kommt erst weiter unten als Krimpe wieder zum Vorschein.

Zusammenfassung: Die Kare des oberen Goms sind meist an alte Oberflächenreste gebunden. Sie häufen sich da, wo tektonisierte Gesteine, wie Mylonite, verschieferte Gneise und Granite diese Flächen schneiden. Die ausserhalb liegenden Kare sind klein und finden sich meist 50 bis 100 Meter unter Gipfeln und Graten. Eine Ausnahme machen die Grosskare am Pizzo Gallina. Ist auf der rechten Talseite die südliche bis östliche Lage weitaus vorherrschend und Südwest- bis Nordostexposition gänzlich unbekannt, so lassen die Kare der linken Talseite eine solche Ausschliesslichkeit vermissen. Diese sind südwestlich bis nördlich und nordöstlich gerichtet. Die untere Grenze für Kare mit Nordexposition liegt bei 2220 m Schwellenhöhe, steigt auf 2300 m für östlich gerichtete und erreicht 2640 m für solche mit südlicher Richtung. Die ungewöhnlich tiefen Karböden auf 2000 m Höhe der Löffelhorn — Sidelhorngruppe wurden bei dieser Zusammenstellung nicht berücksichtigt.

Die Zahl der Seen im Einzugsgebiet der Rhone östlich Fiesch beträgt ungefähr hundert. Sie verteilen sich je zur Hälfte auf Kare und Rundbuckelgebiete. 41% aller Kare sind Seekare.

E. Allgemeine Übersicht.

Das Goms erhielt die heutige Form im Diluvium, doch wurde es in den grossen Linien schon im Miocän angelegt. *Staub* zeigt in seinem Werke, « Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie », dass das Einzugsgebiet der Uraare allmählich von der Urrhone angezapft und beschnitten wurde. Infolge pliocäner Hebungen sind diese alten Täler nicht mehr erhalten. Sie haben sich jedoch in die Tiefe projiziert, wodurch wir Andeutungen über deren Verlauf gewinnen.

Die ältesten erhaltenen Talreste gehen auf das Pliocän zurück. Eine genaue Altersbestimmung kann nicht gegeben werden, da paläontologische Funde fehlen. Sie können jedoch kaum älter als oberpliocän sein, wobei anzunehmen ist, dass sie mittelpliocän schon deutlich vorgezeichnet waren. Die ausserordentlich flachen Täler waren durch Grate von geringer Höhe getrennt. Die Flüsse wurden lange Zeit in ihrer Erosionstätigkeit nicht gestört und bewirkten dadurch eine weitgehende Einebnung der Oberfläche. Eine Hebung brachte eine Neubelebung der Erosion. Wieder entstand in der relativ langen Zeit ein breites, flaches Tal, das dem ersten ähnlich war. Es lag in diesem eingebettet und hätte es wohl ganz zerstört, wenn nicht die letzte prädiluviale Hebung eine erneute Erosionsbelebung gebracht hätte. Die Hebung scheint beträchtlich gewesen zu sein, da die Eintiefung rasch erfolgte. Die Seitenerosion war nicht so gross wie in den beiden pliocänen Tälern. Das heutige Goms wurde präglacial fertig vorgezeichnet. Die grossen Täler fanden ihre Anlage schon im Pliocän, während die kleinen, talartigen Zuflüsse die ihre jetzt erhielten. Der pliocäne Hohbach floss beispielsweise von den Ringeni durch die Lücke zwischen Sedelhorn und Stock dem pliocänen Merezenbach zu, wie viele nordöstlich verlaufende Rinnen bezeugen. Die Ablenkung zum heutigen Hohbachtal ist präglacial.

Abwechselnd vertieften und verbreiterten Interglaciale und Eiszeiten die präglacial vorgezeichneten Rinnen. Die Eintiefung wurde durch die zur Verfügung stehende Wassermenge bestimmt. In den Interglacialen wirkte vor allem die Tiefenerosion, der sich bei längerer Dauer Seitenerosion beigesellte, in den Eiszeiten wirkte

die Seitenerosion. Die Hauptarbeit wurde in den Zwischeneiszeiten geleistet. Mit dem grossen Interglacial fand die Gestaltung des Goms im allgemeinen ein Ende. Die darauffolgende Risszeit schuf die Übertiefung bei Oberwald, während das letzte Interglacial das Gefälle der Stufenmündungen auszugleichen suchte. Ihm sind die Rhoneschlucht bei Ernen und die Durchbruchsschluchten der Seitentäler zuzuschreiben. Es folgte die Anlage der drei Nischen der grossen Schuttkegel des Goms. Zu Beginn der Würmzeit erhielten sie die heutige Gestalt. Sie wurden während der Dauer der Haupttalvereisung mit Moränen gefüllt. Gleiches Schicksal erlebten die Mündungen der Nebentäler. Beim Rückzuge des Gletschers verlor der Hang unterhalb der Galmihornhütte den Halt und es erfolgte im Bühl-Gschnitz-Interstadial eine Sackung. Das Haupttal wurde im Interstadial Gschnitz-Daun eisfrei. Im Holzji entstand ebenfalls eine Sackung. Der Daunvorstoss brachte durch Vermehrung der Niederschläge den Ausbruch der drei Wildbachnischen und damit die Bildung der drei grossen Schuttkegel in der Sandebene des Goms. Es entstand ein Stausee östlich Geschinen, der bis nach Oberwald hinaufreichte. Er trocknete bald aus, teilweise durch Senkung des Wasserspiegels infolge Erosion am Münsterfeld, teilweise durch Aufschüttung und Verlandung.

Mit Beginn des Diluviums setzte auch die Verkarung ein. Sie erfolgte zuerst auf den pliocänen Flächen. Man bekommt den Eindruck, die ersten Kare seien präglacial entstanden, denn man findet vollständig verwitterte, fast unkenntliche Reste, denen häufig jüngere Blockkare aufgesetzt sind. Die Karbildung hielt bis in die jüngste Zeit an, so besonders am Pizzo Gallina und am Blasenhorn. Über das ganze Gebiete verteilt finden sich 100 Kare mit 50 Seen, welche Zahlen aber noch keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben. Ihre monographische Bearbeitung verlangt noch längere und eingehendere Studien an Ort und Stelle.

Literaturangabe.

- Baltzer, A.:* Das Aarmassiv nebst einem Abschnitt des Gotthardmassives. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, 1. Serie, Lfg. 24, IV. Teil, Bern 1888.
- Beck, P.:* Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Ecl. Geol. Helv. 1922.
- Vorl. Mitt. über eine Revision des alpinen Quartärs. Ecl. Geol. Helv., Vol. 30, Nr. 1.
 - Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen. Ecl. Geol. Helv., Vol. 30, Nr. 2 und Vol. 31, Nr. 1.
- Bodmer, A.:* Terrassen und Talstufen der Schweiz. Diss. Zürich 1880.
- Brückner, W.:* Quartärbildungen im obern Schächental. Ecl. Geol. Helv., Vol. 30, Nr. 2.
- Buxtorf, A.:* Über Flussverlegungen der Rhone bei Gletsch und bei Brig. Ecl. Geol. Helv., Bd. 17, 1922.
- Distel, L.:* Die Formen alpiner Hochtäler..., München 1912.
- Fehr, W.:* Geol.-petr. Untersuchungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassives. Jahrb. Phil. Fak. II., Universität Bern, Bd. III, 1923.
- Unveröffentlichte Dissertation.
- Fellenberg, Ed.:* Geol. Beschreibung des westlichen Teiles des Aarmassives... Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, 1. Serie, Lfg. 21, Bern 1893.
- Heim, Alb.:* Geologie der Schweiz, Bd. II, 1. Hälfte.
- Hess, H.:* Die präglaciale Alpenoberfläche. Petermanns Mitt. 1913.
- Beobachtungen im Rhonegebiet der Schweiz. Petermanns Mitt. 1913.
- Hugi, E.:* Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion. Bern, 1922.
- Die petr.-geol. Verhältnisse des Baugebietes der Kraftwerke Oberhasli. Bern, 1929.
 - Innertkirchen-Grimselpass-Gletsch-Oberwald. Geol. Führer durch die Schweiz, Fasc. IX. Basel, 1934.
- Huttenlocher, H.:* Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassives. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XIII, 1933.

Jakob J.: Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen. Zürich, 1919.

Machatschek, Fr.: Morphologische Probleme in den Alpen. Mitt. Geogr.-ethnogr. Ges. Zürich, 1924-25.

— Zur Morphologie der Schweizeralpen. Festschrift d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1928.

— Morphologische Analyse. Mitt. Geogr.-ethnogr. Ges. Zürich 1925-26.

— Talstudien in der Innerschweiz und Graubünden.

— und *Staub, W.*: Morphologische Untersuchungen im Wallis. Ecl. Geol. Helv. Bd. 20, 1927.

Minder, W.: Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassives. Bern, 1932.

Nussbaum, Fr.: Die Seen der Pyrenäen. Mitt. Bern. Natf. Ges. 1934.

Penck, A. und Brückner, Ed.: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. 1901-09. Schweizerische Alpenposten, Grimselpass.

— Furkapass.

Schweiz. Geol. Ges., Geol. Führer durch die Schweiz. Basel 1934.

Schweiz. Statistik. Statistisches Bureau des eidg. Dep. d. Innern. 1. Lfg.

— Lfg. 15, 1870.

— Lfg. 51, 1880.

— Lfg. 84, 1888.

— Lfg. 140, 1900.

— Lfg. 195, 1910.

Schweiz. statist. Mitt. Jahrgang 1-11. Eidg. stat. Amt. 1919-29.

Statistische Quellenwerke der Schweiz. Eidg. stat. Amt. 1930-37.

Staub, R.: Zur Frage der Schlussvereisung im Berninagebiet... Ecl. Geol. Helv. Vol. 31, Nr. 1.

Staub, W.: Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschriften der Schweiz. Natf. Ges. 1934.

S. v. Valkenburg: Zur Frage der präglacialen Oberflächengestalt der Schweizeralpen. Diss. Zürich 1918.

Wyss, R.: Petr.-geol. Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. Bern, 1932.

Geologische und topographische Karten:

Fehr, W.: Geol. Karte der Urserenzone. 3 : 100 000. 1926.

Fellenberg, Ed.: Geol. Karte der Schweiz, Blatt XVIII. 1885.

Landeskarte der Schweiz. 1: 50 000, Nufenenpass-W.

Topographischer Atlas der Schweiz.

Inhaltsverzeichnis.

Vorwort.	3
Einleitung	4
A. TALBESCHREIBUNG	6
1. Das Rhonetal.	6
a) Der Rhonegletscher	7
b) Der Gletschboden	8
c) Das Quertal	8
d) Das Haupttal	8
2. Die linken Seitentäler.	11
a) Das Rappental	12
b) Die Ernergalenbäche	12
c) Das Blinnental	13
d) Der Lauibach	14
e) Das Merezenbachtal	15
f) Das Äginental	17
g) Das Gerental	19
h) Der Muttbach	21
3. Die rechten Seitentäler.	21
a) Schwarzer Brunnen, Wilerbach und Hilpersbach	21
b) Das Bieligertal	22
c) Das Bächital	23
d) Das Münstigertal	24
e) Das Trützital	28
f) Das Niedertal	30
g) Das Obertal	30
h) Das Kühtal	30
i) Der Jostbach	31
<i>Zusammenfassung</i>	31

B. DIE ENTSTEHUNG DES GOMS	32
1. Die ältere pliocäne Oberfläche	34
2. Die jüngere pliocäne Oberfläche	35
3. Das präglaciale Tal	37
4. Der Günztrog.	39
5. Das Tal aus dem ersten Interglacial	39
6. Der Mindeltrog	41
7. Das Tal aus dem grossen Interglacial	42
8. Erosionsreste aus dem letzten Interglacial	43
9. Anhang	43
<i>Zusammenfassung</i>	44
C. DIE GROSSEN SCHUTTKEGEL DES GOMS	45
1. Das Ritzingerfeld	46
2. Die Reckingerlauri.	48
3. Das Münsterfeld	49
D. KARBILDUNGEN	52
1. Allgemeines	52
2. Einzelbeschreibung	54
<i>Zusammenfassung</i>	57
E. ALLGEMEINE ÜBERSICHT	58
Literaturangabe	60

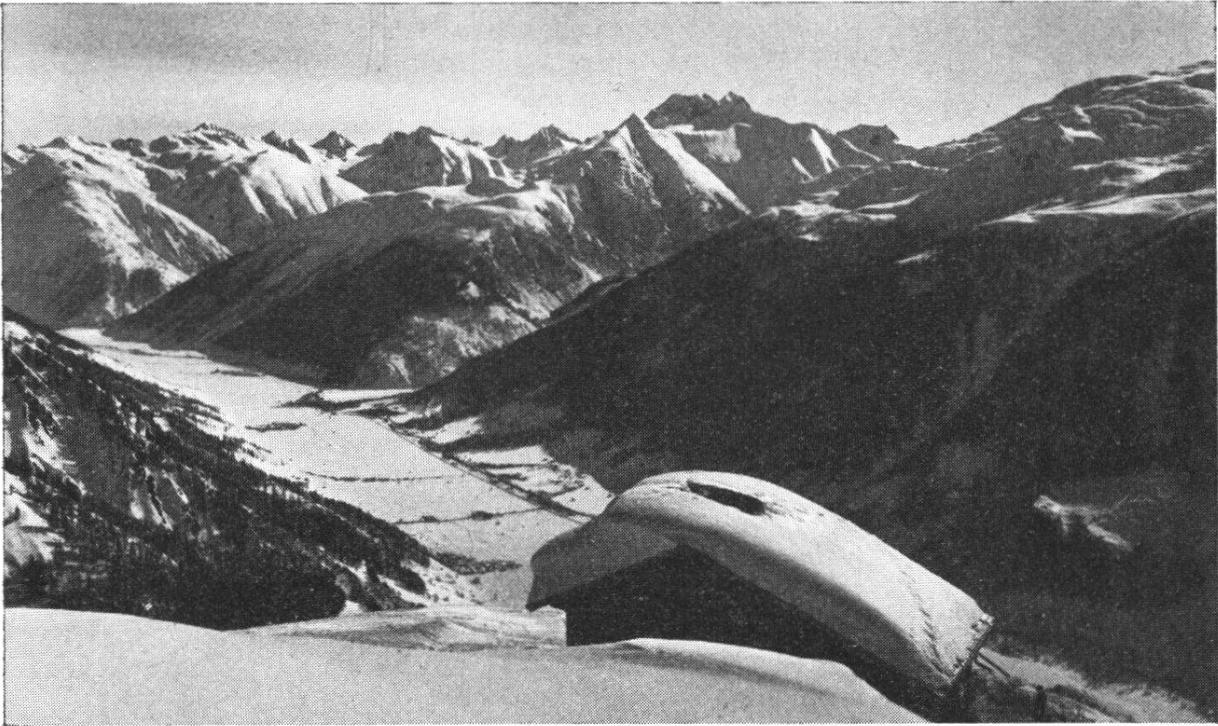


Bild 1. Blick von der Galmihornhütte gegen das Blasenhornmassiv. In der Tiefe liegt die Stauebene hinter dem Münsterfeld, rechts die Sackung vom Holzji. Die beleuchteten Flächen über der Waldgrenze sind präglaciale Talreste.
Beh. bew. am 17. IX. 1940 gem. BRB vom 3. X. 1939.

(Phot. E. Gyger Adelboden .



Bild 2. Terrassen rezenter Talböden an der Rhone bei Blitzingen-Bodmen. Im Mittelgrund links Ritzingerfeld und Ritzingen. Im Hintergrund der Galenstock.
Beh. bew. am 17. IX. 1940 gem. BRB vom 3. X. 1939.

(Phot. E. Gyger, Adelboden).



Bild 3. Pliocäne Talreste am Ernergalen (Schafbodmen bis Scherm). Reste des Günztroges bei P. 1902,7 links und Figelalpen rechts des rezenten Anrisses des Rufibaches. Im Hintergrund das Faulhorn (Mitte) und der Schweifengrat.
Beh. bew. am 17. IX. 1940 gem. BRB vom 3. X. 1939.



Bild 5. Blick vom Südwestgrat des Pizzo Gallina südwestwärts. Der Griesgletscher auf der pliocänen Hochfläche. Rechts des Gletschers Griespass und Bettelmatthorn, links Faulhorn und Ritzhörner. Im Hintergrund Rothorn und Blinnenhorn. Rechts pliocäne Gehäengereste auf den Stillgalen.
Beh. bew. am 17. IX. 1940 gem. BRB vom 3. X. 1939.



Bild 4. Das Merezenbachtal, ein Talboden aus dem 1. Interglacial. Dahinter der Merezenbachschije. Links die präglacialen Gehäengereste der Moosmatten; darüber das Brudelhorn.
Beh. bew. am 17. IX. 1940 gem. BRB vom 3. X. 1939.



Bild 6. Talschluss im Münstigtal. Über dem Absturz (vorn) präglacialer Talrest. Weiter hinten die verkarten pliocänen Oberflächenreste.
Beh. bew. am 17. IX. 1940 gem. BRB vom 3. X. 1939.

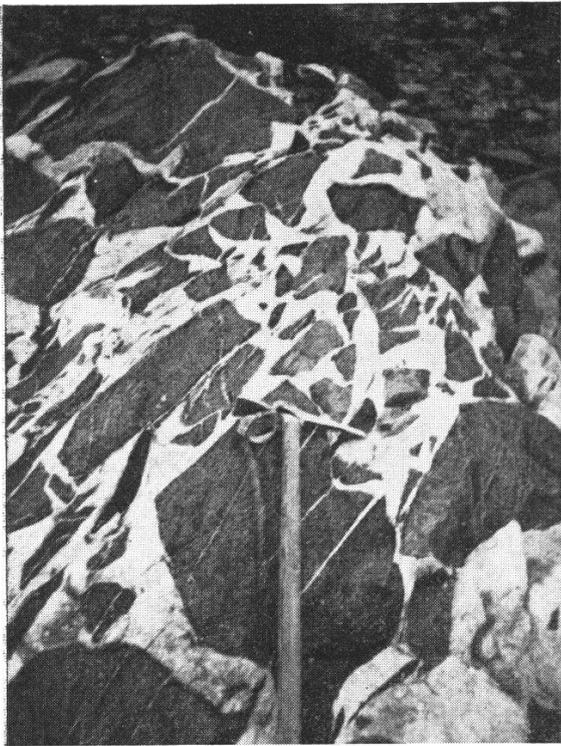


Bild 7. Basische Gesteine auf den «Vorderen Rossen». Westlicher Teil der 1. Zone. Dunkel: basischer Hornblendeplagioklasgneis; hellgrau: grimselgneisähnlicher Augengneis; weiss: südlicher Aaregranit (aplitisch).

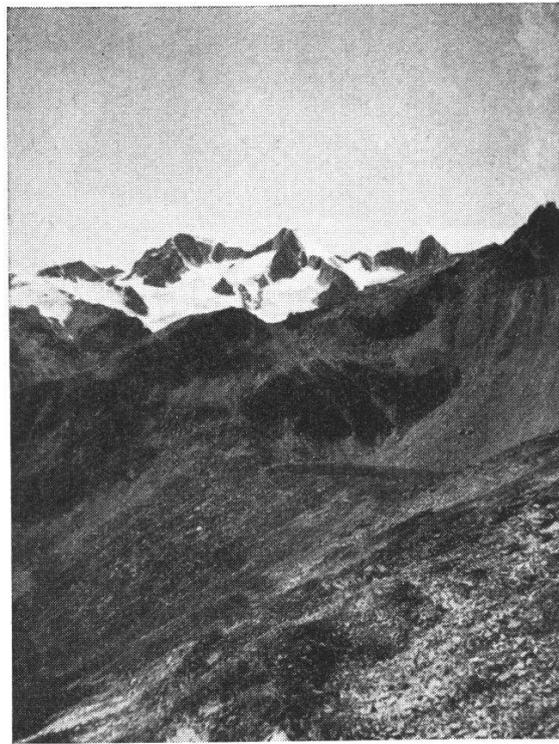


Bild 8. Trützi-See und Galmihörner. Rechts, über dem See, die moränenbedeckte Karwand unter dem Löffelhorndoppelkar. Beh. bew. am 17. IX. 1940 gem. BRB vom 3. X. 1939.



Bild 9. Ernen mit Blick gegen das Setzenhorn. Der bewaldete Rücken ist die Fortsetzung der Terrasse von Bellwald. Sie stammt aus dem 1. Interglacial. Über der Waldgrenze liegt die präglaciale Terrasse von Richinen. Die obersten Verflachungen sind pliocänen Alters. Beh. bew. am 17. IX. 1940 gem. BRB vom 3. X. 1939.

(Phot. E. Gyger, Adelboden).



Bild 10. Ausbruchsnische und Schuttkegel der Münsterlauri. Links vorn Münster
 und die Kapelle des Biel, im Hintergrund der Löffelhornsüdgipfel.
 Beh. bew. am 17. IX. 1940 gem. BRB vom 3. X. 1939.
 (Phot. E. Gyger, Adelboden).



Bild 11. Das Münsterfeld und die dahinter liegende Stauebene von Ulrichen.
 Im Mittelgrund rechts Eingang ins Äginental und präglaciale Terrassen der Blasenalp.
 In der Fortsetzung des Haupttales das Längistal.
 Beh. bew. am 17. IX. 1940 gem. BRB vom 3. X. 1939.
 (Phot. E. Gyger, Adelboden).