

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ — HYDROLOGIE

NR. 13

GEORG ZELLER

MORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
IN DEN ÖSTLICHEN
SEITENTÄLERN DES VAL BLENIO

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ — HYDROLOGIE

NR. 13

Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und der
Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

GEORG ZELLER

MORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
IN DEN ÖSTLICHEN
SEITENTÄLERN DES VAL BLENIO

Mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen
Naturforschenden Gesellschaft gedruckt

Kommissionsverlag: Geographischer Verlag Kümmerly & Frey, Bern

VORWORT DER HYDROLOGISCHEN KOMMISSION UND DER SCHWEIZ. GEOTECHNISCHEN KOMMISSION

Am 29. Januar 1964 stimmte die Hydrologische Kommission im Einverständnis mit der Geotechnischen Kommission dem Antrag von Herrn Prof. Dr. F. Gygax, Universität Bern, zu, die Arbeit seines Schülers Herrn Dr. Georg Zeller: «Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio» in die «Beiträge zur Geologie der Schweiz, Serie Hydrologie» aufzunehmen. Beide Kommissionen zusammen leisten ungefähr ein Drittel an die Druckkosten, während je ein weiteres Drittel durch die Stiftung Dr. Joachim de Giacomo und den Autor getragen werden.

Die Arbeit ist in erster Linie morphologischer Natur. Die Erosionsformen, Wasserscheidenverlegungen und Flußanzapfungen stehen in enger Beziehung zur Wirkung des Wassers. Die glazial bedingten Geländeformen lassen Rückschlüsse auf die eiszeitliche Vergletscherung zu. Hydrologisch interessant als Klimatoskop sind die kleinen Gletscher, die seit rund 100 Jahren ungefähr die Hälfte ihrer Fläche eingebüßt haben. Besonderes Interesse bieten die im Untersuchungsgebiet mannigfaltigen jungen Massenbewegungen bei Sackungen, Rutschungen, Blockströmen und Bergstürzen. In diesem Sinne bildet die Publikation für die Südabdachung der Alpen eine hydrologische Ergänzung der in der gleichen Serie erschienenen Nummern von Reist und Hirsbrunner über das Bavonatal und die Rovanatäler und von Binggeli über das Valle di Lucomagno.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, September 1964

Für die
Schweiz. Geotechnische Kommission der SNG

Der Präsident:
Prof. Dr. F. de Quervain

Für die
Hydrologische Kommission der SNG

Der Präsident:
Prof. G. Schmitter

VORWORT DES VERFASSERS

Mit den Feldaufnahmen zu der vorliegenden Untersuchung wurde 1951 begonnen. Die nicht leichte Zugänglichkeit des Gebietes, die Vielfalt der morphologischen Probleme sowie meine Berufstätigkeit wirkten sich auf die Arbeit verzögernd aus. Dafür schenkte mir der Aufenthalt in der großartigen Gebirgslandschaft eine Fülle unvergeßlicher Eindrücke und Erlebnisse.

Meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. F. Gyga, möchte ich meinen besten Dank aussprechen für sein immer bekundetes Interesse, seine wertvollen Ratschläge, seine Hilfe bei praktischen Schwierigkeiten und für seine Begleitungen im Untersuchungsgebiet.

Die Hydrologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft hat sich bereit erklärt, die Arbeit in die Reihe ihrer Beiträge aufzunehmen und im Verein mit der Schweizerischen Geotechnischen Kommission die Drucklegung finanziell zu unterstützen. Den beiden genannten Kommissionen danke ich bestens für ihr Entgegenkommen und ihre Hilfe.

Ebenso gilt mein tiefer Dank der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft für ihren Beitrag an die Druckkosten, ohne den die reiche Illustration und der mehrfarbige Druck der Karten nicht möglich gewesen wären.

Von Herzen danke ich auch meinen Eltern für ihre Anteilnahme und ihre vielseitige Unterstützung.

Ferner danke ich allen, die mir in vielfacher Weise bei der Arbeit geholfen haben. Herr P. Rodoni, Förster, Biasca, stellte mir zu verschiedenen Malen die heimelige Casa forestale im Val Pontirone zur Verfügung. Meine Kollegen, Dr. H. Altmann, Dr. A. Canale, A. Eichenberger und Dr. R. Witschi leisteten mir auf vielen Gängen Gesellschaft. H. Altmann verdanke ich wertvolle Kenntnisse der Morphologie und Dynamik von Massenbewegungen. Zudem hat er mir die mühevollen Korrektur des Manuskriptes besorgt.

Besonderer Dank gebührt meiner Frau für ihre immerwährende Anteilnahme an meiner Arbeit, ihr großes Verständnis und ihre Hilfe bei der Reinschrift des Manuskriptes.

A. EINLEITUNG

I. Geographischer Überblick

In der Nordostecke des Kantons Tessin, da, wo die Hauptwasserscheide innerhalb der Schweizer Alpen am weitesten nach Norden ausbiegt, liegt das vom Brenno durchflossene Bleniotal, ein verkehrsgeographisch und klimatisch bevorzugtes Gebiet des Sopraceneri.

Als südlicher Zugang zum Lukmanier, dem niedrigsten schweizerischen Alpenübergang, erfreute es sich schon im Mittelalter eines regen Reiseverkehrs. Heute besitzt es neben dem überragenden Gotthard mehr nur als Reiseland Bedeutung; doch erinnern altersgraue romanische Türme und kunstvolle Kapellen noch an jene Zeit, da deutsch-römische Kaiser durch das Tal zogen.

Valle del Sole nennen die Bleniesen ihre Heimat. Und sie verdient diese Auszeichnung; liegt doch über ihr schon etwas von jener lichterfüllten Milde, die sonst erst den südlicher gelegenen Seelandschaften eigen ist. Windgeschützt, der Sonne offen, gewährt das Tal der insubrischen Vegetation ein Vordringen bis weit ins Alpeninnere. Aus dunklen Kastanien und schattigen Weinlauben leuchten die weißen Tessinerdörfer. Vereinzelt sonnengebräunte Holzhäuser unterstreichen durch ihren Kontrast die Helle südlicher Bauart.

Sanft vollzieht sich an der westlichen Talflanke der Übergang vom üppigen Talgrund hinauf zu den lärchenumsäumten Alpweiden. Auf der Ostseite dagegen erhebt sich das Gebirge, die westlichen Vorauern der Adula, schroff und unvermittelt bis in die Felsregion. Die kahle Pyramide des Sosto bei Olivone und der zackige Pizzo Magno bei Biasca bilden die Endpunkte dieser sich in nord-südlicher Richtung hinziehenden Gipfflucht, aus der die Simanogruppe hoch herausragt. Zwischen den beiden genannten Eckpfeilern treten vier Seitentäler ins Haupttal aus. Es sind dies in der Reihenfolge ihrer Einmündung:

1. Val Carassina
2. Val Soja
3. Val Malvaglia
4. Val Pontirone

Auf diese vier Täler erstrecken sich die vorliegenden Untersuchungen. Alle wurzeln sie an der meridional verlaufenden Adulahauptkette, die drei erstgenannten im engern Gebiet des Rheinwaldhorns, das vierte, Val Pontirone, weiter südlich zwischen P. delle Streghe und Torrente Alto. Es sind Hängentäler mit auffallenden Stufenmündungen. In schäumendem Fall stürzt der Carassinabach über seine hohe Wandstufe in den Kessel von Olivone herunter. Die Stufen des Val Malvaglia und des Val Pontirone dagegen sind von den Wildwassern des Crino und der Legiuna schon weitgehend durchschnitten. Ruhig fließen die beiden Bäche aus enger, feuchter Klamm dem Brenno zu. Doch verrät dumpfes Tosen aus den Mündungsschluchten ihre dauernde Arbeit an der Gefällsausgleichung. Weniger auffallend ist die Mündungstufe des Sojabachs.

Die Höhershaltung der Nebentäler um den Betrag der Mündungsstufen verhindert einen allmählichen Übergang des Pflanzenkleides vom Haupt- ins Nebental. Zwar führt nur die Stufe des Val Carassina über die Laubbaumgrenze direkt in die Lärchenregion hinauf; bei den andern Tälern schiebt sich lichter Kastanienwald noch mühsam in die tiefsten Lagen vor. Doch überall bleibt die südlich üppige Pflanzenfülle im Haupttal zurück; das Nebental gehört der alpinen Vegetation.

Steile Pfade führen aus dem weiten, belebten Erdgeschoß des Haupttals in die engen, weltabgeschiedenen Stockwerke der Seitentäler hinauf. In den beiden südlichen gelangt man noch zu einsamen Bergdörfern. Dicht scharen sich die Häuser auf Wildbachschuttkegeln zusammen. Wenig ebener Platz ist vorhanden. Bei der Enge der Täler erhalten einige Siedlungen im Winter während Monaten keinen Sonnenstrahl. An den Hängen droben stehen auf schmalen, meist abschüssigen Terrassen die Häusergruppen der Monti, die meist von anfangs Mai bis in den September hinein bewohnt sind. Erst über der Waldgrenze liegen weiträumigere Alpweiden.

Noch vor einigen Jahrzehnten waren Val Malvaglia und Val Pontirone dauernd besiedelt. Doch blieben auch sie nicht von der Entvölkerung, dem allgemeinen Schicksal der Tessiner Alpentäler, verschont. Heute sind sie, wie Val Carassina und Val Soja, nur noch im Sommerhalbjahr bewohnt. Die

Bewirtschaftung des Bodens ist stark zurückgegangen. Viele hochgelegene Alpweiden fallen der Vergandung anheim, tiefere werden zum Teil von Jungwald überwachsen. Verlassene Häuser brechen unter der Last ihrer schweren Gneisdächer zusammen. Die alten Mühlen im Val Malvaglia sind zerfallen, die Flachspflanzungen bei Pontirone längst verschwunden. Die Zeit, da die Bewohner noch Selbstversorger waren, ist vorbei. Im Sommer herrscht freilich auch heute reges Leben in den Hütten, auf Wiesen und Weiden.

Vor wenigen Jahren ist für die Täler eine neue Zeit angebrochen. Ihre Gewässer sind in die Anlage der Blenio kraftwerke einbezogen worden. Bequeme Straßen führen nun in die beiden südlichen Hängtäler zu den Bauplätzen hinauf. Dort sind Wasserfassungen errichtet und Verbindungsstollen von Tal zu Tal gesprengt worden. Bei Ponte Cabbiera im Val Malvaglia steht die elegante Staumauer eines Ausgleichsbeckens von 4,7 Mio m³ Nutzinhalt. Ein mächtiger Druckstollen führt ins Wasserschloß südlich des Val Pontirone. In der unterirdischen Zentrale Biasca kann ein Gefälle von rund 700 m und eine Wassermenge von 50 m³sec⁻¹ ausgenützt werden. Die jährliche Energieproduktion dieses Werkes ist auf 637 Mio Kilowattstunden berechnet.

Wiederum hat damit ein Fleck unserer Alpenlandschaft seine Ursprünglichkeit verloren. Die Bäche schäumen nicht mehr über ihre Stufen oder brausen durch ihre wilden Mündungsschluchten. Immerhin steht solchem unersetzbaren Verlust an landschaftlicher Schönheit ein Gewinn gegenüber, der sich hier nicht nur auf die Energieerzeugung beschränkt. Das gewaltige technische Unternehmen bringt den Bewohnern des Bleniotals direkt Schutz und Nutzen. Die Wildwasser werden gebändigt. Wer die frühern Verheerungen des untern Bleniotals durch die Legiuna gesehen hat, weiß, was ihre Zähmung wert ist. Der Alpwirtschaft geht durch die Kraftwerkanlagen nur wenig nutzbares Land verloren. Dafür kann sie aus den verbesserten Zufahrtsmöglichkeiten Nutzen ziehen. Seit dem Bau der Straße sind beispielsweise im Val Pontirone bereits große Arbeiten im Gang, um den Alpbetrieb wirtschaftlicher zu gestalten. Schließlich bringen die Jahre dauernden Bauarbeiten der Bevölkerung neben viel Unerfreulichem neue Verdienstmöglichkeiten.

1. Val Carassina

Flußanzapfungen haben dieses einst wesentlich größere Tal zum Torso gemacht. Sein oberstes Einzugsgebiet an der Westflanke des Rheinwaldhorns ist dem seitlichen Erosionsangriff des Sojabachs zum Opfer gefallen. Übrig geblieben ist ein trogförmiges, abschlußloses Hochtal, das sich mit schwachem Gefälle in nordnordwestlicher Richtung hinzieht. Der jetzige Carassinabach bildet sich aus den Schmelzwässern der kleinen Hängegletscher an der östlichen Talflanke. Nach knapp 5 km langem, geradem Lauf stürzt er in der Cascata Superiore über eine etwa 50 m hohe Wandstufe hinunter und fließt anschließend mit scharfer Umbiegung nach SW auf den weiten Talboden bei Mti. Compieto hinaus. Wasserfall und Richtungsänderung sind die Folge einer seitlichen Anzapfung des Val Carassina, durch die der Bach aus seinem ursprünglichen Lauf abgelenkt wurde. Dieser führte früher über den Paß Muaz östlich des Sosto ins Val Luzzzone. Unterhalb der kurzen Flachstrecke von Mti. Compieto, die durch Aufschotterung hinter einem Bergsturziiegel entstanden ist, erreicht der Bach in fast 600 m hoher Stufe, bei welcher er die prächtige, rund 80 m hohe Cascata Inferiore bildet, den Talboden von Olivone.

Im Querschnitt erscheint das Carassinatal auffallend asymmetrisch. Die westliche, sanftere Bergkette, welche es vom Bleniotal scheidet, erreicht in der Colma di Pinaderio mit 2486 m ihre höchste Erhebung; die östliche dagegen senkt sich in ihrem ganzen Verlauf vom Grauhorn (3260 m) bis zur Torrone di Nava (2832 m) nur an zwei Stellen knapp unter 2800 m. Der Höhenunterschied zwischen den beiden Kämmen bestimmt auch das Landschaftsbild. Die östliche Talseite zeigt wilde, trümmerreiche Hochgebirgsformen, die westliche liegt vorwiegend in der Alpweidenregion.

2. Val Soja

Wohl bei wenigen Alpentälern herrscht eine größere Diskrepanz zwischen morphologischer und hydrologischer Begrenzung.

Diese Unausgeglichenheit ist in der Entwicklungsgeschichte des Tals begründet, von der noch die Rede sein wird. Infolge besonders günstiger Erosionsbedingungen hat sich der Sojabach in talgeschichtlich junger Zeit tief zwischen Val Carassina und Val Malvaglia eingefressen, und noch heute arbeitet er auf deren Kosten kräftig an der Erweiterung seines Einzugsgebietes. Dabei hat er die Wasserscheide gegen das Val Carassina bereits auf breiter Front durchbrochen, den obersten Teil seines Talbodens

angezapft und dessen Wasser abgelenkt (vgl. Seite 34f.). Doch ist die Einverleibung des angezapften Gebietes noch nicht so weit fortgeschritten, daß es mit der Anzapfungsfurche eine Einheit bildet.

Vom Taleingang östlich Dangio aus zeigt sich das Tal gleich in seiner ganzen Wildheit. Jäh steigen die Flanken zu beiden Seiten des schuttreichen Bachbettes an, versteilen sich noch mit zunehmender Höhe und gehen, ohne je von Terrassen unterbrochen zu werden, in spärlich bewachsene Trümmerhalten und schließlich in kahlen Fels über. Die nördliche gipfelt in der 2393 m hohen Cima di Bresciana, die südliche in der 2842 m hohen C. di Gana Bianca. Im Talhintergrund, östlich der Monti Soja, verengt sich der Talquerschnitt sprunghaft. Die seitlichen Felswände rücken so nahe zusammen, daß zwischen ihnen nur noch eine tiefe, schluchtartige Runse Platz hat, die sich bis zur Scharte P. 2583 in der Wasserscheide hinzieht. Aus dieser Runse schäumt der Sojabach auf den stark aufgeschotterten Talboden hervor, wo er sich in mehrere Arme teilt und teilweise versickert. Unterhalb Moncurou tritt er in die wenig ausgeprägte Mündungssteile ein, durch die er in gewinkeltm Verlauf bei Dangio den Benno erreicht.

Was uns als so klar umschlossene morphologische Einheit erscheint, stellt jedoch in Wirklichkeit erst den untern Talabschnitt dar. Denn die scheinbare Abschlußwand östlich Monti Soja ist nur der 660 m hohe Absturz vom angezapften Carassinatal zum Sojatalboden hinunter. Über der noch erhaltenen, schmalen Leiste des alten Carassinatalbodens erstreckt sich bis zum Rheinwaldhorn hinauf ein 3,26 km² großes Gebiet, das heute wohl sein Wasser dem Val Soja zuschickt, morphologisch aber dem Val Carassina noch viel näher steht. Sein oberster Teil besteht aus einer zweiteiligen Karmulde, die den Brescianagletscher enthält. Sie senkt sich vom Grat zwischen Rheinwaldhorn und Grauhorn mit einem durchschnittlichen Gefälle von 26° bis gegen 2500 m hinunter. Hier setzt im südlichen Abschnitt, knapp unterhalb des Gletscherendes, bereits der Absturz gegen die Sojarunse ein, während im nördlichen noch bis auf die Verflachung in 2100 m Höhe hinunter die Form des ehemaligen Carassinatalhanges erhalten ist. Wir nennen in den folgenden Kapiteln diese ganze, vom Sojabach angezapfte Hochverflachung das Brescianagebiet.

Unter allen vier Tälern des Untersuchungsgebietes besitzt das Val Soja bei weitem die größte Reliefenergie. Seine Talhänge besitzen einen mittleren Böschungswinkel von 35–40°, im Bereich der Anzapfung steigert er sich sogar auf über 60°. Der Bach überwindet in nur 5 km langem Lauf vom Austritt aus dem Brescianagletscher bis zur Mündung bei Dangio eine Höhe von über 1600 m.

3. Val Malvaglia

Es ist das größte der vier Täler und besitzt, im Unterschied zu Val Carassina und Val Soja, selber noch Nebentäler. Sein ganzes Einzugsgebiet liegt eingebettet zwischen zwei Hochgebirgsketten, die vom Rheinwaldhorn aus in südöstlicher und südwestlicher Richtung verlaufen.

Die östliche Kette bildet bis zur Poncione del Freccione die Wasserscheide gegen das Rheinwald, weiter südwärts die gegen das Calancatal. Ihre Hauptgipfel sind durchwegs über 2900 m hoch, so daß sie alle, wenigstens auf ihren Nordflanken, noch kleine Gletscher oder Firnfelder aufweisen. Beim südlichsten Eckpunkt des Einzugsgebietes, dem P. delle Streghe, zweigt ein Nebengrat nach W ab, der die Begrenzung gegen das Val Pontirone hin bildet.

Die westliche Kette beginnt erst beim Passo del Laghetto (2649 m), am Fuße des Rheinwaldhorns. Von hier aus schwingt sie sich, nach S umbiegend, über mehrere zackige, durch tiefe Lücken getrennte Gipfel zur C. di Gana Bianca auf.

Dieses prachtvoll aus der tektonischen Struktur heraus geformte Gratstück ist die Angriffsstelle des Sojabaches auf das Val Malvaglia. Von der C. di Gana Bianca verläuft der Grat als Wasserscheide gegen das Bleniotal südwärts und erreicht in der C. di Piancabella seinen letzten aussichtsreichen Gipfel.

Der Orino, der das Val Malvaglia entwässert, entspringt in zwei steilen, schuttreichen Karen am Südfuß des Rheinwaldhorns. Unterhalb des weiten Trogschlusses von Alpe Quarnajo durchfließt er in steilem und unausgeglichenem Lauf ein fast kerbförmiges, südwärts gerichtetes Talstück. Erst unterhalb Dandrio (1220 m) wird der Talboden flacher und breiter. Bei Madra biegt der Bach nach SW ab und erreicht nach 5,5 km langer Strecke bei Malvaglia das Haupttal. Die letzten 2,5 km legt er in einer unzugänglichen, gewinkelten Mündungsschlucht zurück, durch welche die Mündungsstufe durchschnittlich wird.

Die Einzugsgebiete beidseitig des Orino sind in Größe und Beschaffenheit grundverschieden.

Die rechte Seite umfaßt etwa 23,5 km² und ist kaum gegliedert. Bis zur Talumbiegung bei Madra liegt sie ungefähr im Schichtfallen, was auf die Bildung von ausgedehnten Felsrutschungen fördernd gewirkt hat. Die mittlere Hangböschung beträgt hier rund 25°, was im Vergleich mit den andern Tal-

hängen des Gebietes wenig ist. Deshalb hat denn auch diese Talseite, ungeachtet des Talnamens, den größten alpwirtschaftlichen Wert. Mit den samtbraunen Häusergruppen der Monti und den zahlreichen terrasierten Äckerlein bildet sie einen wohlthuenden Gegensatz zu der sonst herben Bergwelt.

Die linke Seite umfaßt rund 48 km². Der eigentliche Talhang wird durch felsige Schichtköpfe gebildet. Drei Nebentäler zerschneiden ihn in einzelne unwegsame Gehängesektoren, die eine mittlere Steilheit von über 45° aufweisen.

Die Nebentäler entspringen an der östlichen Wasserscheide zwischen P. Cramorino und P. delle Streghe. Sie verlaufen ungefähr parallel in ESE-WNW-Richtung und münden mit Stufen, die zum Teil durchschnitten sind, ins Val Malvaglia. Das nördlichste, Valle di Giumello, besteht fast nur aus einem weiten, nierenförmigen Karzirkus, der in die spärlich vergletscherte Westflanke des Adulakammes eingesenkt ist. Die von allen Seiten heruntersprudelnden Quellbäche sammeln sich in einem felsumschlossenen Talkessel und erreichen dann in 2,5 km langem, stufenreichem Lauf den Orino. Südlich davon liegt das enge Val Madra, dessen Bach mit prächtigem Wasserfall ins Val Malvaglia mündet. Es besitzt zwischen der C. dei Cogn und dem P. di Pianascio im 2674 m hohen Passo di Revi einen selten begangenen Übergang ins Calancatal. Als drittes und längstes Seitental schließt sich das schattige Val Combra an. Sein Bach wird von kleinen Firnflecken am Fil di Remia und am P. delle Streghe genährt und erreicht bei Ponte Cabbiera heute den Stausee des Val Malvaglia. Die Hänge aller drei Nebentäler sind abschüssig und auf große Strecken kaum begehbar. Knorriger Bergwald und undurchdringliches Gebüsch, in welche Lawinen und Steinschlag breite Bahnen gerissen haben, wechseln mit hohen Felsbändern. Über der Waldgrenze kleben magere Schafweiden an den Steilhängen. Nur die Troglplatten bieten etwas Platz für flachere Alpweiden.

4. Val Pontirone

Als einziges der vier Täler endet es nicht blind an der Wasserscheide, sondern besitzt im Passo di Giumella einen nur 2117 m hohen Übergang ins Calancatal. Dieser tiefste Einschnitt im ganzen Adulasüdgrat ist beidseitig durch die letzten über 2900 m hohen Gipfel, den P. delle Streghe und die Torrente-Alto-Gruppe, flankiert. Von ihnen zweigen schroffe, gestufte Nebengräte nach Westen ab, die das Val Pontirone im Norden und Süden umschließen. Über den nördlichen führt die 2222 m hohe Butta di Borgeno ins Val Combra.

Die Legiuna, welche das Tal durchfließt, entspringt am Passo di Giumella als unbedeutendes Bächlein, das nur bei Gewittern und zur Zeit der Schneeschmelze den Schutt zu transportieren vermag, der von den steilen Seitenhängen in seine enge Runse fällt. In steilem Lauf erreicht es den flachsohligen Taltrog, wo ihm vom südlichen Hochtälchen des Vedrin ein kräftiger Bach in stäubendem Fall über die fast 300 m hohe Trogwand zustürzt. Talwärts wird dann die Legiuna durch die Sackungsmasse von Fontana auf eine Strecke von gut 3 km ganz an den linken Talhang abgedrängt. In fortwährender Erosion nagt sie am Sackungsfuß. Den seitlich nachrutschenden Schutt transportiert sie bei Hochwasser in die Ebene des Bleniotals hinaus, wo sie ein wildes Delta gebildet und schon mehrmals Straße und Bahn weggerissen hat. Unterhalb der Sackung von Fontana weitet sich der mit Schutt überführte Talboden auf kurze Strecke. Doch schon bei Pontirone verschwindet die Legiuna in der engen Mündungsschlucht, aus der sie bei Ponte Legiuna im Bleniotal wieder austritt.

Abgesehen von einer Reihe isoklinaler Seitenrunsen mit steilwandigen Ostflanken besitzt das Pontirone nur ein Nebental, das Val Scengio. Es mündet bei Al Piano, auf Kote 1220. Zwei große Kare am Torrente-Alto-Westgrat bilden den Ursprung. Das östliche, von der 500 m hohen Nordwand des Torrente umschlossen, birgt in seiner obersten, schattigen Nische den südlichsten Gletscher der Tessiner Alpen, der dank seiner geschützten Lage bis gegen 2250 m hinabreicht. Das westliche Kar liegt als weite, flache Mulde im Bereich der Alpweidenregion. Die beiden Karbäche vereinigen sich im stark glazial überformten Talkessel von Alpe di Scengio, der gegen das Pontironetal hin in zwei jähen Stufen abbricht.

Während das Val Scengio als Isoklinaltal zwei gegensätzliche Talflanken, eine sanfte westliche und eine steile östliche, aufweist, besitzt das Val Pontirone, ausgenommen im Bereich der Sackung von Fontana, einen ziemlich trogförmigen Querschnitt. Besonders gut sind Trogkante und Trogwand auf der Nordseite des untersten Talabschnittes erhalten, auf der Südseite werden sie nur an einzelnen Rippen angedeutet.

II. Orometrische Charakteristik

1. Höhenverhältnisse

Grundlage für die hypsographischen Kurven bilden die auf der Landeskarte planimetrisch bestimmten Flächen der Höhenstufen zwischen den 200-m-Isohypsen. In einzelnen Fällen wurden Zwischenwerte mit 100 m Aequidistanz zu Hilfe genommen. Eine gewisse Ungenauigkeit ergab sich durch das Fehlen des Kurvenbildes in Felspartien.

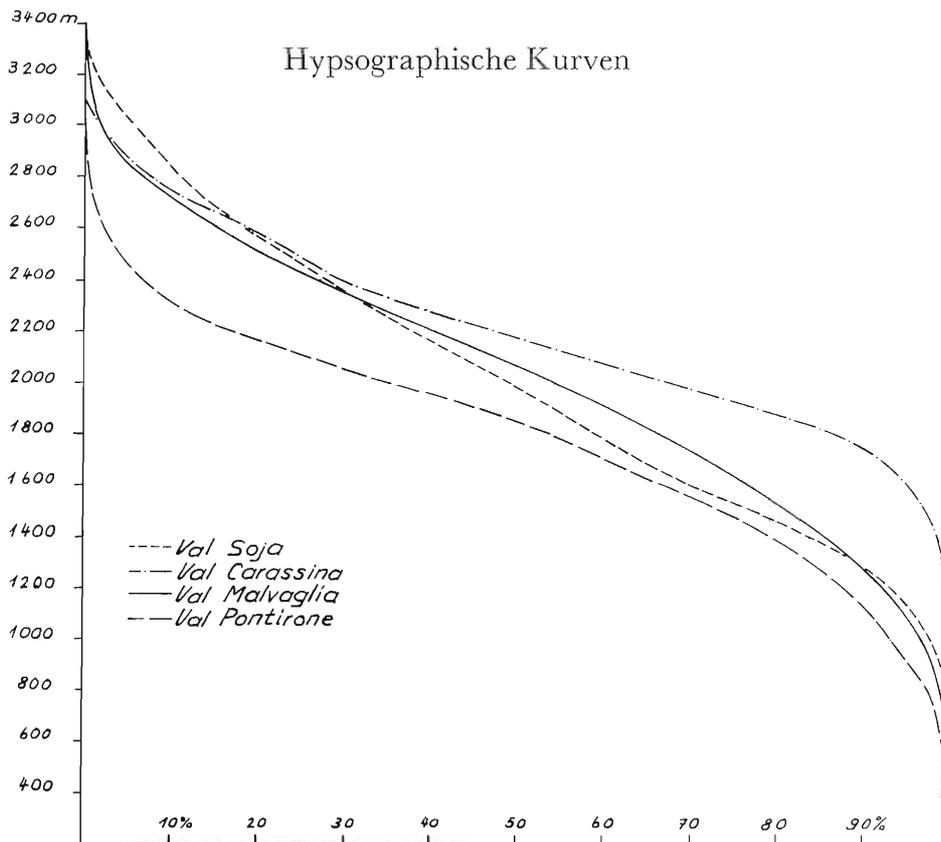
Die hypsographische Kurve vermittelt einen recht guten Einblick in die Höhenverhältnisse eines Tales. Danebendarf aber ihr Veranschaulichungswert nicht überschätzt werden. Vor allem gibt sie keinen Aufschluß über Böschungsverhältnisse. Die Kurven fast aller Alpentäler zeigen generell ähnlichen Verlauf. Graduelle Unterschiede, in denen sich der individuelle Talcharakter andeutet, können vieldeutig sein und müssen deshalb in jedem einzelnen Fall durch Vergleich mit dem Kartenbild erklärt werden.

Eine gewisse Ergänzung bildet die Darstellung des Flächenzuwachses pro Höhenstufe. Doch darf auch hier nicht einfach aus starker Zunahme der Oberfläche auf ausgedehnte Verflachungen im Bereich der entsprechenden Höhenstufe geschlossen werden.

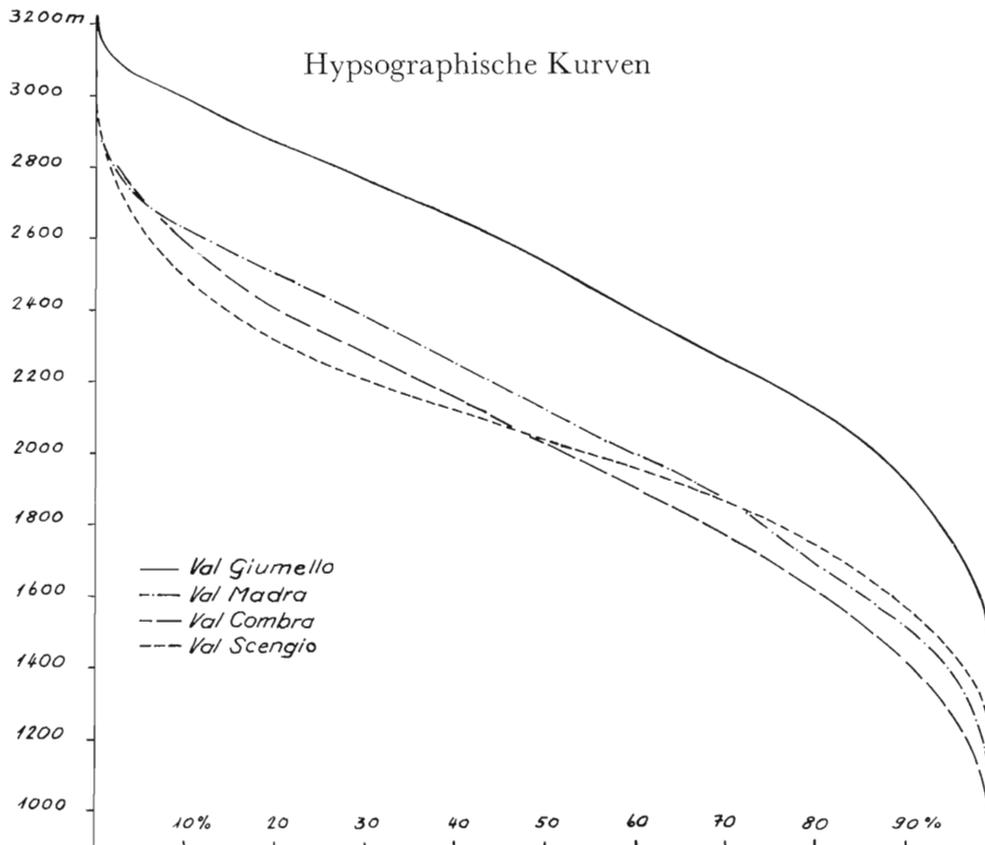
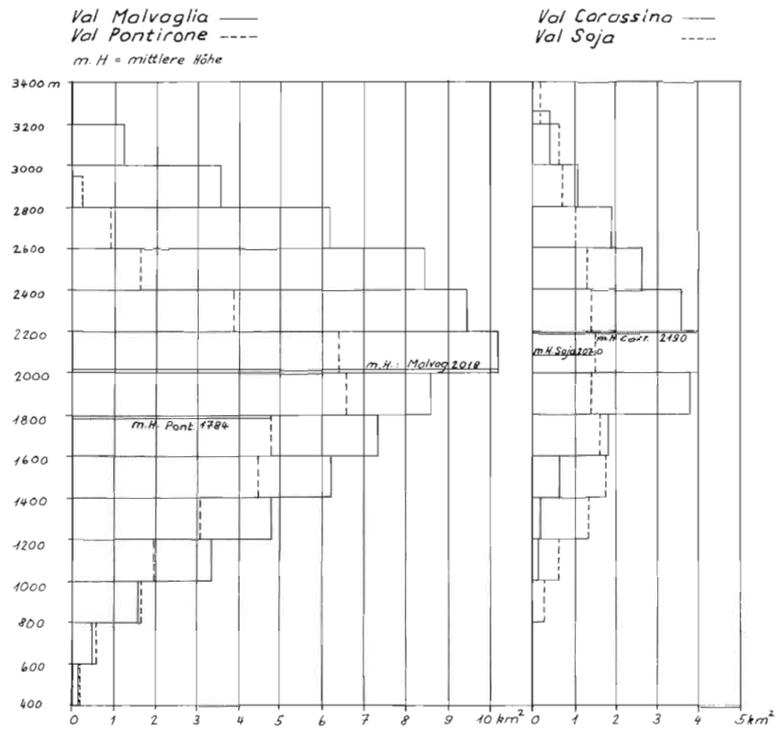
So ist beispielsweise die sprunghafte Flächenabnahme im Val Carassina über 2400 m nicht mit einer allgemeinen Gehängeverteilung zu erklären, sondern darauf zurückzuführen, daß praktisch die ganze westliche Talflanke nicht mehr über diese Höhe hinaufreicht. Daneben weist natürlich die Verlagerung der größten Isohypsenareale in die obere Höhenstufen, was bei fast allen Tälern unseres Gebietes der Fall ist, auf eine gewisse, mit dem Hängetalcharakter in Zusammenhang stehende Unreife der Durchtalung hin.

Eine Ausnahmestellung nimmt Val Soja ein, in dessen unregelmäßiger Flächenzunahme sich recht gut der heterogene Aufbau des Tales spiegelt.

Bezeichnenderweise ist es die Höhenstufe zwischen 1800 m und 2000 m, die mit ihrer relativ zu kleinen Fläche aus der Reihe fällt. In dieser Höhe liegt eben ein großer Teil der Wand, die vom angezapften, hochgelegenen Brescianagebiet zum untern Val Soja abstürzt. Betrachtet man die Flächenzuwachs-



Flächenzuwachs pro 200 m Höhenabstand



Flächenzuwachs pro 200 m Höhenabstand

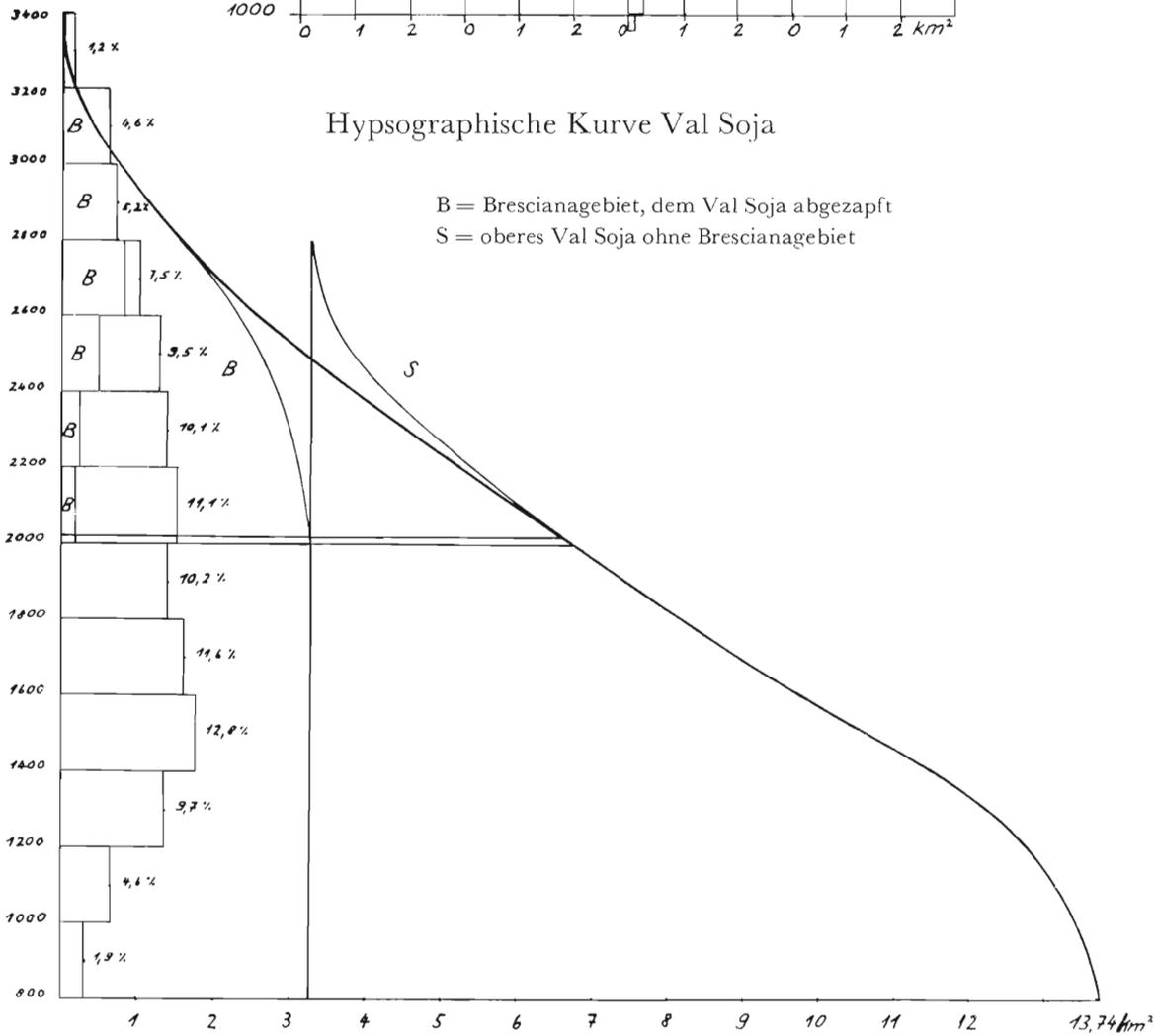
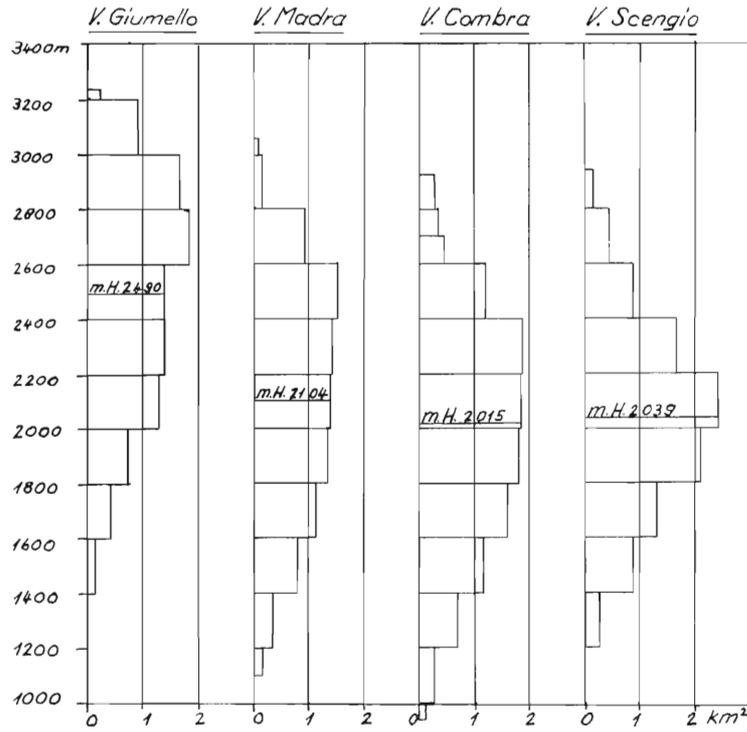


diagramme des Brescianagebietes und des unteren Sojatals gesondert, dann stellt man bei beiden eine absolut normale Zu- und Abnahme der Isohypsenareale fest.

Die hypsographischen Kurven wurden auch zur Bestimmung der mittleren Talhöhen verwendet. Eine nachträgliche Kontrolle mit der Prismenmethode nach Neumann/Heiderich (66) ergab um wenig größere Werte; doch ist der Unterschied erstaunlicherweise überall kleiner als 10 m, ausgenommen beim Val Soja, wo er 70 m beträgt. Etwas weniger gut stimmen meine Resultate mit denen von Beck (12) überein. Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß Beck als Unterlage die vom Amt für Wasserwirtschaft ausgemessenen Isohypsenareale verwendet hat, die 300 m Aequidistanz aufweisen und über 3000 m Höhe überhaupt nicht mehr in einzelne Stufen aufgeteilt sind. Zudem bezeichnet Beck jene Kote als mittlere Höhe, in der eine gedachte horizontale Ebene die Fläche eines Tales halbiert, während sonst allgemein darunter die mittlere Höhe des Volumens verstanden wird.

2. Orometrische Werte

Täler Nebentäler	Fläche	Länge*	Höchster Punkt der Wasserscheide	Tiefster Punkt**	Höhen- spannung	Mittlere Höhe***
<i>Carassina</i>	20,0 km ²	8,0 km	Grauhorn 3260 m	1000 m	2260 m	2190 m
<i>Soja</i>	13,7 km ²	7,5 km	Adula 3402 m	800 m	2602 m	2018 m
<i>Malvaglia</i>	71,3 km ²	14,2 km	s. Adula 3347 m	400 m	2947 m	2018 m
Giumello	9,8 km ²	3,8 km	Vogelberg 3218 m	1400 m	1818 m	2490 m
Madra	9,2 km ²	4,5 km	C. d. Cogn 3062 m	1100 m	1962 m	2104 m
Combra	11,5 km ²	6,8 km	Fil Remia 2938 m	940 m	1998 m	2015 m
<i>Pontirone</i>	36,0 km ²	9,2 km	Torr. Alto 2948 m	370 m	2578 m	1784 m
Scengio	10,1 km ²	3,9 km	Torr. Alto 2948 m	1200 m	1748 m	2039 m

* = Talweg von der Wasserscheide im Talhintergrund bis zur Mündung gemessen.

** = Mündung des Tales.

*** = Aus der hypsographischen Kurve bestimmt.

III. Niederschlagsverhältnisse und Flußtypus

1. Niederschläge

Da sich in meinem Gebiet keine Niederschlagsmesser befinden, kann ein Bild über Größe und jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge nur aus dem Vergleich mit den Stationen im Bleniotal und den hydrologisch untersuchten Campotälern gewonnen werden (90, 95).

Mittlere Monatssummen der Niederschläge:

Station	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Total
Biasca	52	65	111	130	166	150	175	197	172	203	138	93	1652
Olivone	50	65	107	122	138	135	157	157	142	161	131	88	1453
Campo/Blenio (Meßperiode 1944–1955)													1524
Obere Bleniotäler (Meßperiode 1944–1955)													1980

Kennzeichnend für die Südabdachung der Alpen sind die kurzen, aber heftigen Güsse, weshalb der Kanton Tessin trotz seines sonnigen Klimas große Niederschlagsmengen aufweist. Dies zeigt sich deutlich in der hohen Niederschlagsdichte. Sie beträgt nach Witschi (95) für Campo durchschnittlich 11,4 mm.

Niederschlagsspitzen weisen Mai, August und besonders Oktober auf, während die Wintermonate Dezember–Februar zusammen nur 12–15% der Jahressumme liefern. Die mittlere jährliche Niederschlagshöhe beträgt in den obern Bleniotälern 198 cm. Entsprechend der freieren Exposition unseres Gebietes gegen W bis S, sowie der starken Stauwirkung des Adulahauptkammes dürfte die Jahressumme hier etwas größer sein. Anhand der Niederschlagskarte von Uttinger (90) kann man sie auf etwa 210 cm schätzen.

Besondere Erwähnung verdienen die außerordentlichen Niederschlagsverhältnisse des Jahres 1951, weil sich in ihrem Gefolge Rutschungen im Val Pontirone und Überschwemmungen im Delta der Legiuna ereigneten. Nach Gianella (32) kommen im Tessin Wolkenbrüche gefährlichen Ausmaßes durchschnittlich alle 10 bis 12 Jahre vor. Allein im Jahre 1951 traten sie aber viermal ein, was die größten jährlichen Niederschlagssummen seit 1901 zur Folge hatte. In der Zeit vom 10.–13. Februar ereigneten sich jene durch die Lawinenkatastrophen von Airolo und Frasco (Verzascatal) berüchtigten Schneefälle, die auch in Campo/Blenio die außerordentliche Niederschlagshöhe von 259 mm ergaben. Über die Güsse vom 8./9. August und vom November des gleichen Jahres gibt folgende Zusammenstellung Aufschluß (89, 95):

	Biasca	Olivone	Campo/Blenio
Augustmittel 1901–1940	197 mm	157 mm	201 mm (1945–1955)
August 1951 (Monatssumme)	436 mm!	221 mm	222 mm
Guß vom 8./9. August 1951	239 mm	98 mm	unter 100 mm
Novembermittel 1901–1940	138 mm	131 mm	158 mm (1945–1955)
November 1951 (Monatssumme)	548 mm!	456 mm	467 mm
N vom 6.–12. November 1951	309 mm	252 mm	
N vom 18.–21. November 1951	266 mm	203 mm	19. November: 155 mm

Die größten Niederschläge vom 8./9. August fielen innerhalb einer etwa 20 km breiten Zone, die sich vom oberen Langensee über Biasca nach San Bernardino erstreckte und damit den südlichen Teil unseres Gebietes erfaßte. Die Novemberegüsse erreichten ihr Maximum zwischen Lago Maggiore und Centovalli, ergaben aber auch für das Bleniotal immer noch weit überdurchschnittliche Regenmengen. Alle drei in der Tabelle aufgeführten Niederschläge übertrafen die langjährigen Monatsmittel, zum Teil um über 100%.

2. Der Flußcharakter

Wie bei den Niederschlagsverhältnissen können auch hier nur Vergleiche mit dem Brenno Auskunft über die Abflußverhältnisse in unserem Gebiet geben. Laut den Messungen von 1946–1955 bei Campo/Blenio (95) und von 1913–1951 von Loderio (31) liefert der Juni die größte, der Februar die kleinste Abflußmenge. Von der Jahresmenge fließen rund 80% während des Sommerhalbjahres ab. Diese Verhältnisse sind charakteristisch für den alpinen Flußtypus.

Die Abflußpende ($l \text{ sec}^{-1} \text{ km}^{-2}$) beträgt für die oberen Bleniotäler 55,7 (95) und für das ganze Bleniotal 45,6 (31). Die Verhältnisse in unseren Tälern stehen sicher denen der obren Bleniotäler näher.

Die höchste Wasserführung erreicht der Brenno nach heftigen sommerlichen Unwettern; nach 24 Stunden sind jeweils bereits 80% des Niederschlags abgeflossen (95). Am 22. August 1954 hat Witschi bei Campo eine Höchstwasserführung festgestellt, die den Mittelwert um das Hundertfache überbot. Da solche Hochwasserwellen für bestimmte Flußstrecken sprunghafte Änderung des Erosions- und Transportvermögens zur Folge haben, spielen sie morphologisch eine sehr wichtige Rolle.

Während des Unwetters vom 8./9. August 1951 stieg der Brenno bei Loderio in 7 Stunden um 2,9 m, wobei die Wasserführung von $30 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$ auf $300 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$ anstieg (31). Dabei kam der verhältnismäßig stärkste Zuwachs aus dem Val Pontirone, das innerhalb der größten Niederschlagszone lag. Nach Gianella lieferte damals die Legiuna bei P. 375 über $150 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$. Die Folgen waren starke Aufschotterung im Deltagebiet, Überschwemmung und Zerstörung der Straßenbrücke und der Bahnlinie.

B. BEZIEHUNG ZWISCHEN GEOLOGISCHEM BAU UND MORPHOLOGISCHEN GROSSFORMEN

I. Tektonisch = Petrographischer Aufbau

1. Tektonische Gliederung

Das ganze Adulagebiet liegt im Bereich der östlichen unterpenninischen Decken. Ortho- und Paragneise, untergeordnet auch Amphibolite, Trias und Bündnerschiefer beteiligen sich an seinem Aufbau. Infolge des 20–30° steilen Axialgefälles gegen E ist in der westlichen Adula, vom Bleniotal bis hinauf zum über 3000 m hohen Hauptgrat, eine Gneis- und Glimmerschieferserie von nahezu 8000 m Mächtigkeit aufgeschlossen (47, Seite 7). Dabei treten die tektonisch tiefsten Glieder im W längs der meridional verlaufenden Bleniomulde zutage, während sich ostwärts immer höhere Elemente in den Gebirgsbau einschalten. Die Großgliederung ergibt folgende drei tektonische Einheiten:

Aduladecke
Sojadecke
Simanodecke

a) Die Simanodecke

Sie besteht aus einem grobkörnigen Granitgneiskern, der stellenweise eine Mächtigkeit von 2000 m erreicht, und einer Hülle aus vorwiegend braunen Biotitgneisen und -schiefern. Kern- und Hüllgesteine sind durch Übergangsglieder verbunden (47, Seite 14). Im N bis ins Val Soja reichend, nimmt die Decke den westlichen Teil unseres Gebietes ein.

Der dickbankige Granitgneis (Augengneis) baut zur Hauptsache die steilen Ostwände des Bleniotals und die untern Abschnitte des Val Malvaglia und des Val Pontirone auf. Ostwärts folgt die breite Zone der Paragneise und -schiefer. Sie erstreckt sich längs des obern Val Malvaglia von N nach S, quert dann seine Nebentäler, Val Madra und Val Combra, und durchzieht anschließend das mittlere Val Pontirone.

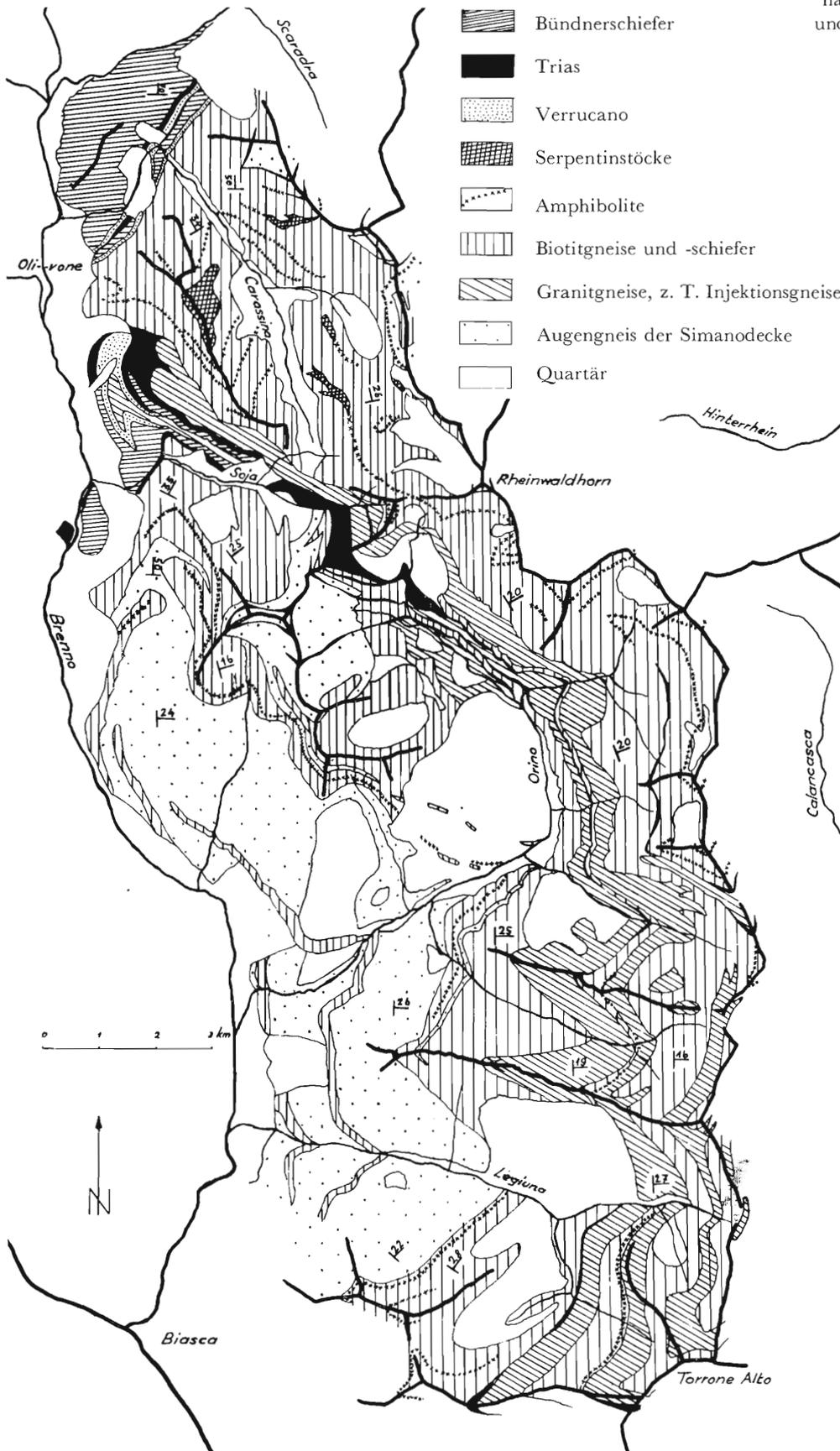
Durch die tiefe Kerbe des Val Soja wird die Stirnabiegung freigelegt. Triasquarzite und -dolomite umschließen sie. Diese Muldengesteine grenzen die Simanodecke nach oben gegen die Aduladecke ab. Da sie die Oberflächengestaltung stellenweise stark beeinflussen, sei ihr Verlauf kurz angegeben. Sehr gut lassen sie sich in den hellen, oft rot anwitternden Wänden der Nordflanke des Val Soja ostwärts verfolgen. Im Talhintergrund biegen sie nach S um und queren beim P. Forca die Wasserscheide gegen das Val Malvaglia. Östlich der weiten Hochverflachung von Alpe di Quarnajo keilen sie zu einem schmalen Band aus. Dieses zieht sich, oft nur reliktilsch erhalten und meist von einem Amphibolitband begleitet, in ungefähr 1800 m Höhe durch die Ostwände des Val Malvaglia südwärts, schneidet Val Madra und Val Combra knapp unterhalb den Trogschlüssen und verläuft über die Butta di Borgeno ins Val Pontirone, wo es unter der großen Sackung von Fontana verschwindet. Dieser Unterbruch erschwert die Verbindung mit den Triasvorkommen auf der Südseite des Val Pontirone. Von Jennys Angaben geleitet, sucht Straßer (85) die Fortsetzung in einem Amphibolit- und Triaszug, der von Alpe Legiuno über die tiefe Scharte im Grat zwischen Torr. Alto und Torr. della Motta verläuft und am Fuß der Torr. Alto-Südwand austreicht. Nach anderer Auffassung (65 und 67) bildet ein tieferer Triaszug die Deckengrenze, der südwärts durch Val Scengio streicht und sich über die Gratlücke östlich der C. di Biasca weg mit den bekannten Marmorvorkommen am P. Claro verbinden läßt.

b) Die Sojadecke

Sie liegt vor der Stirn der Simanodecke und besteht aus einer allseitig von mesozoischen Gesteinen umschlossenen Paragneismasse. Infolge ihrer Wurzellosigkeit läßt sie sich nicht eindeutig in den tektonischen Bau einordnen. Nach Argand müßte sie über, nach Jenny unter der Simanodecke wurzeln (47, Seite 11). Cadisch (18, Seite 363) bezeichnet sie als höhere Abspaltung der Simanodecke; Staub sieht in ihr den abgescherten Stirnkopf der Aduladecke, der von dieser selbst noch überfahren wurde (65, Seite 164).

Im Vergleich mit den andern Decken ist die Sojadecke in unserem Gebiet nur eine stark verschuppte und ausgewalzte Linse, doch spielen die sie umgebenden mesozoischen Muldengesteine morphologisch eine sehr wichtige Rolle.

nach Jenny
und Strasser



Der südliche Deckenteil ist am Nordhang des Val Soja von Monti di Soja talauswärts bis nach Aquila im Bleniotal aufgeschlossen. Er besteht aus einem Kern von Paragneis, der in Trias und Bündnerschiefer eingebettet ist. Sehr schön ist der Wechsel zwischen dunklen jurassischen Schiefern und heller Trias im Graben zwischen Cregua und Guffèra aufgeschlossen. Bei Aquila schalten sich zwischen Deckenkern und Muldengesteine schwächer metamorphe Konglomeratgneise ein, die Jenny als Verrucano bezeichnet. Sie ziehen als schmales Band, von Trias begleitet, durch den Osthang des Bleniotals nordwärts, verschwinden aber stellenweise unter Bergsturz- und Gehängeschutt. Beim Aufstieg von Olivone ins Carassinatal begegnet man ihnen wieder knapp oberhalb der Cascata Inferiore in etwa 1400 m Höhe. Dieser Punkt ist der westlichste Aufschluß der Deckenstirn, die hier zwischen den Gneisen der Aduladecke und den Bündnerschiefern des Sosto emporgequetscht worden ist. Allmählich anschwellend, streicht sie in NE-Richtung dem Carassinabach entlang und dann über die Forcadona ins Val Scaradra.

c) Die Aduladecke

Von diesem mächtigen Komplex erstrecken sich nur die untersten Teillappen auf unser Gebiet. Sie bauen zwischen dem Torr. Alto im S und dem Rheinwaldhorn im N den Grenzkamm Tessin/Graubünden und die obersten Abschnitte der an seiner Westflanke wurzelnden Täler auf. Nördlich des Simano breiten sie sich über der Sojadecke nach Westen bis ins Bleniotal aus. Im südlichen Teil herrscht Axialgefälle gegen E; vom Rheinwaldhorn an nordwärts dreht die Fallrichtung, entsprechend dem Abtauchen der Stirnregion, nach N ab. Der Nordrand der Decke verläuft von Olivone durch das untere Carassinatal nordostwärts ins Val Scaradra.

Der häufige Wechsel zwischen Glimmerschiefern, stark schiefrigen Para- und Orthogneisen, Augen- und Injektionsgneisen macht sich in den Oberflächenformen nicht besonders stark bemerkbar. Stärkere morphologische Wirksamkeit besitzen verschiedene der zahlreichen Amphibolitzüge. Besonders aber fallen die Serpentinstöcke beidseits des mittleren Carassinatals auf. Der größere bildet auf eine Strecke von 1 km den Grat nördlich der Colma di Pinaderio. Trias findet sich in größerer Anhäufung nur vor der Stirn des tiefsten Teillappens nordöstlich von Aquila.

2. Erosionsresistenz

Abtragungsvorgänge und Formgestaltung werden in hohem Maße durch die Widerstandsfähigkeit des Gesteins gegenüber den exogenen Vorgängen beeinflusst. Ausschlaggebend sind dabei die petrographische Ausbildung, die Klüftung und die Lagerungsverhältnisse.

a) Gesteinsbeschaffenheit

Im Hinblick auf die Resistenz verhalten sich unter den verschiedenen Gneisen die beiden Haupttypen der Simanodecke, der grobkörnige Augengneis und der braune Biotitgneis, bzw. -schiefer, am gegensätzlichsten.

Die Augengneise sind oft massig, stellenweise auch einigermaßen schiefrig, und dickbankig ausgebildet. Die Kluftabstände sind größer als bei allen andern Gneisen, die Kluftflächen oft uneben und, infolge der grobkörnigen Struktur, meist rauh. Das weitmaschige Netz der Absonderungsflächen bewirkt bei Verwitterung die Bildung von sehr grobem und immer noch widerstandsfähigem Blockschutt. Die Augengneise beteiligen sich in unserem Gebiet nirgends an der Grat- und Gipfelbildung; ihre Verbreitung erstreckt sich auf die untersten Abschnitte des Val Malvaglia und des Val Pontirone, wo sie großartige Wände bilden.

Ganz anders verhalten sich die braunen, oft leicht violett getönten Biotitschiefer und -gneise. Ausgezeichnet schiefrige Textur, dünne Bankung und enge Klüftung führen zur Entstehung von verhältnismäßig kleinem Verwitterungsschutt. Wo diese Gesteine sich am Bau der Gräte beteiligen, vermißt man charakteristische Gipfelformen. An Talhängen zeigen sie Neigung zu Sackungen und Rutschungen. Stark schiefrige Zonen begünstigen Runsen- und Couloirbildung.

Die übrigen Gneise nehmen graduell verschiedene Mittelstellungen zwischen diesen beiden Extremen ein. Eine besondere Erwähnung verdienen noch die hellen aplitischen Granitgneise, die den Grat der C. di Gana Bianca und den nördlichen Abschnitt des Grates im E des Val Carassina (Torr. di Nava) aufbauen. Sie sind massig bis schiefrig ausgebildet, aber äußerst stark verschuppt und geklüftet, was die Bildung von schroffen Nadeln und engschartigen Kämmen zur Folge hat.

Auf das unterschiedliche Verhalten der Ophiolite hat schon Kündig (51) hingewiesen. Er unterscheidet zwischen feldspat- und biotitreichen, schiefrigen Zügen und feldspatarmen, massigen Stöcken (Serpentin). Die ersteren haben eine geringere Resistenz als die Gneise, während die zweiten oft als

Härtlinge hervortreten, wobei aber ihre randlichen Kontaktzonen wegen größeren Glimmerreichtums wiederum stärker verwittern. Diese Beobachtungen lassen sich auch in unserem Gebiet machen. Serpentinstöcke bilden beidseits des Val Carassina die klotzigen, aus groben Trümmerfeldern aufragenden Gipfel P. 2610 östlich Alpe Bresciana und P. 2372 südlich der C. di Sgiu. Die geringe Widerstandsfähigkeit der Ophiolithzüge kommt besonders da zum Ausdruck, wo sie in der Falllinie eines Steilhangs streichen oder einen Grat queren. Runsen und Scharten sind ihre Merkmale. In Felswänden zeigen sie sich oft von weitem durch intensiv rostbraune Farbe an, die vom verwitterten Biotit herrührt.

Auch die Bündnerschiefer verlangen in bezug auf Resistenz eine genauere Unterscheidung. Am widerstandsfähigsten ist der quarzreiche Typ bei Dangio-Torre. Ihm folgen die kalkreicheren Gesteine, die den Sosto aufbauen. Beide stehen den Paragneisen an Widerstandsfähigkeit nicht nach; sie scheinen oft sogar Härtlinge zu bilden. Viel erosionsanfälliger sind dagegen die dunklen Kalkschiefer, die sich als schmale Zone am Nordrand der Aduladecke längs des untern Val Carassina in NE-SW-Richtung erstrecken.

Die geringste Resistenz gegen den Angriff des Wassers weist die Trias auf. Dolomit, Gips und Rauhwacke unterliegen sowohl chemischer wie mechanischer Erosion. Die kleine Widerstandsfähigkeit der Quarzite ist nicht durch die lithologische Beschaffenheit bedingt, sondern durch das Auftreten an tektonisch besonders stark beanspruchten Stellen. So sind die Quarzite im Val Soja durch Klüftung in kaum faustgroße Splitter zertrümmert, was die mechanische Auflockerung stark begünstigt. Morphologisch wirksam ist die Trias hauptsächlich im Gebiet der Deckenstirnen, wo sie in größerer Mächtigkeit auftritt. Die kleinern Vorkommen bewirken etwa, ähnlich wie die Ophiolithzüge, Scharten- und Couloirbildung.

b) Klüftung

Am klarsten zeigt sich die morphologische Wirksamkeit der Klüftung im kleinen; doch ist es bei der Größe des Untersuchungsgebietes unmöglich, all diesen feinsten Beziehungen zwischen Oberflächengestaltung und Untergrund im einzelnen nachzugehen. Anstelle von Detailkartierung wurde deshalb versucht, auf statistischem Weg die für weitere Gebiete Geltung besitzenden Kluftrichtungen zu erfassen. Dieses Vorgehen ergibt wohl ein vergrößertes Bild der wirklichen Verhältnisse, gewährt aber dafür ein besseres Erkennen größerer Zusammenhänge.

Die Auswahl der Gebiete, in welchen systematisch Kluftmessungen vorgenommen wurden, erfolgte nach zwei Hauptgesichtspunkten:

- Vorhandensein hervortretender, mutmaßlich kluftbedingter Formen,
- Eignung des Geländes für Messungen (Aufschlüsse).

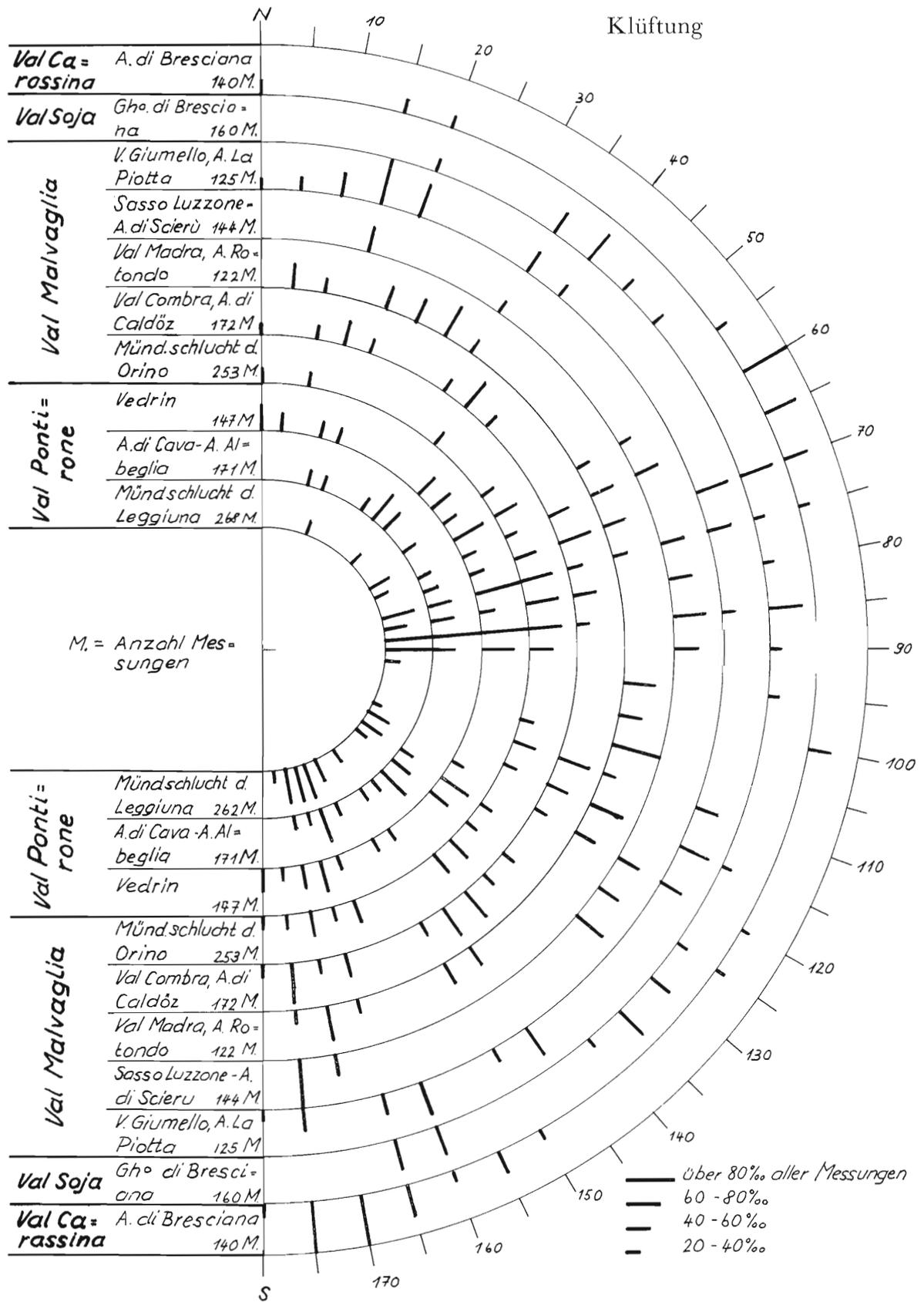
In solchen, ungefähr 1,5–3 km² großen Gebieten wurden an einzelnen eng begrenzten Stellen möglichst alle Klüfte eingemessen. Dabei folgen die Meßstellen entweder Flußläufen (Mündungsschluchten), oder sie verteilen sich über Flächen von Talschlüssen und Talflanken.

Bei der Auswertung hat sich die Zahl 140–260 Messungen pro Gebiet für die Darstellung in Form einer Kluftrose als zu klein erwiesen; denn eine nur lokal gut ausgebildete Kluftrichtung eines einzigen Aufschlusses kann bereits eine Spitze erzeugen, die nicht für das ganze Meßgebiet Geltung besitzt. Zudem müssen kluftfreie Stellen oder Aufsplitterung eines Kluftsystems in mehrere Spitzen zum Teil auf Beobachtungslücken zurückgeführt werden. Um diese Fehlerquellen zu verkleinern, wurden die Ergebnisse der einzelnen Meßgebiete in einem einzigen Diagramm zusammengefaßt. Eine gewisse Vorsicht der Interpretation ist trotzdem nötig. Vor allem sind nicht nur die Maxima, sondern auch die Winkelöffnungen der Kluflhäufungen zu beachten. Ferner muß berücksichtigt werden, daß der Einfluß der verschiedenen Kluftsysteme auf die Oberflächengestaltung nicht immer proportional der prozentualen Häufigkeit ist.

Für den Vergleich mit linearen Geländeformen besitzt unsere Darstellung gegenüber den Lotbildern den Vorteil größerer Anschaulichkeit. Da weitaus der größte Teil der Klüfte steil einfällt (über 60°, häufig ± senkrecht), weichen im allgemeinen ihre Verschneidungslinien mit der Oberfläche nicht allzu stark von der Streichrichtung ab. Es können also die Strahlen der Diagramme unter einigem Vorbehalt direkt mit dem Verlauf kluftbedingter Geländelinien auf der Karte verglichen werden.

Mit Ausnahme von Alpe di Bresciana weisen alle Meßgebiete zwei vorherrschende Kluftrichtungen auf, die ungefähr rechtwinklig zueinander verlaufen. Sie streichen N 70°–90° E, bzw. N 0°–20° W. Ein weiteres, oft sehr auffälliges System streicht in NW-SE-Richtung. Manchmal ist es in zwei Äste aufgespalten. Ein zu ihm rechtwinklig streichendes System ist nicht überall erkennbar.

Alter und Entstehung der Klüfte sind nach Ansicht verschiedener Autoren (10) für morphologische Untersuchungen allgemein nicht von Bedeutung. Das gilt wohl für die tektonischen Klüfte, die in un-



serem Gebiet zur Hauptsache spät- bis postalpin entstanden sein dürften (67, 94). Anders verhält es sich mit den Talklüften. Ihre Entstehung wird meist mit der pleistocänen Talaustiefung in Zusammenhang gebracht. Sie können also nicht ursächlich an der Anlage der Täler beteiligt gewesen sein. Nun ist aber eine klare Trennung der beiden Kluftarten oft nicht leicht möglich, weil tektonische Klüftung in talparalleler Lage zugleich Talklüftung werden kann. Dies äußert sich dann etwa so, daß eine überall vorhandene Kluftichtung in einem Gebiet, wo sie mit der Talrichtung zusammenfällt, plötzlich viel häufiger auftritt. So kann eine normalerweise untergeordnete Kluftichtung einer Hauptrichtung an morphologischer Wirksamkeit überlegen werden.

c) Brüche

Auf der geologischen Karte von Jenny ist in unserem Gebiet nur gerade ein Bruch eingezeichnet. Wie aber schon die frischen Aufschlüsse bei den Kraftwerkbaustellen und den neuen Straßen im Val Pontirone und Val Malvaglia zeigen, spielt die Bruchbildung eine wesentlich bedeutendere Rolle. Auch Dal Vesco weist auf ihre Wirksamkeit im Val Pontirone hin.

An vielen Stellen lassen sich die Brüche anhand von Spaltenbildung, Zerrüttung des Gesteins und Ruschelzonen direkt erkennen. Noch häufiger werden sie aber nur durch charakteristische Oberflächenformen angedeutet (55, 82, 91). Als gutes Hilfsmittel zum Auffinden und Verfolgen von Bruchlinien haben sich die Aufnahmen der Eidg. Landestopographie und der Eidg. Vermessungsdirektion erwiesen. Dabei mußte aber immer im Gelände nachgeprüft werden, ob die fraglichen Linien nicht nur auf Verschneidung zweier Kluftflächen zurückzuführen seien.

Die vorherrschenden Bruchrichtungen sind: ESE bis SE und NNW bis N.

Seltener kommen NE und W-E verlaufende Brüche vor.

Eine Unterscheidung zwischen eigentlichen Brüchen und Zonen mit bloß verstärkter Klüftung war nicht immer möglich. Auf der Karte sind nur die Linien eingezeichnet, welche sich über längere Strecken verfolgen lassen. Die sehr zahlreichen klüftungsabhängigen Kleinformen wurden nicht berücksichtigt.



Luftaufnahme Eidg. Vermessungsdirektion: Östlicher Teil der Sakkung von Fontana (links) und Südwestwand des P. delle Streghe (Mitte rechts). Der im Anstehenden erkennbare Bruch streicht in ESE-Richtung. In der Südwand des P. delle Streghe läßt er sich nicht durchgehend verfolgen; erst östlich davon, an der Wasserscheide gegen Val Calanca, tritt er wieder deutlich hervor.



Östlicher Talhang des Val Malvaglia zwischen Dandrio und Madra. Der an der Runse rechts erkennbare Bruch streicht in ESE-Richtung. Er läßt sich durch den ganzen Nordhang des Val Madra bis zur Wasserscheide gegen Val Calanca verfolgen.



Südseite des Val Combra. Links P. 2379 mit deutlichen Längsklüften, die nach W einfallen. Rechts P. 2415. Ein SW-NE streichender Bruch verläuft auf der Photo von rechts oben gegen die Mitte unten. Auf der andern Seite des Grates verliert er sich in etwa 100 m unter der Firstlinie im Gehängeschutt.

II. Einfluß des Gebirgsbaus auf die Anlage und die Entwicklung der Täler

Der umfassendste Versuch, den Plan des alpinen Talnetzes aus dem Bau des Untergrundes herzuleiten, stammt von R. Staub (79). Darin wurde versucht, das «morphologische Bild der Alpen aus dem tektonischen Werdegang» zu erklären. Dies geschah aus der eingehend begründeten Annahme heraus, daß ein altmiocänes tektonisches «Ur- oder Primärrelief», welches durch die höchsten tektonischen Einheiten der Alpen gebildet wurde, in großen Zügen die Anlage des zentralalpiner Talnetzes bestimmt habe. Depressionen und Kulminationen, Mulden und Gewölbe sollen den Urflüssen ihren Lauf gewiesen haben, den sie später, auch bei ganz veränderten geologischen Tiefenstrukturen, ohne gewaltsamen Eingriff von außen nicht mehr verlassen konnten (79, Seite 5). Nach Staubs Ansicht trägt also das heutige Talsystem im wesentlichen die Merkmale eines längst zerstörten Urreliefs.

Diese Hypothese kann aber für unsere Untersuchungen nur in sehr beschränktem Maß verwendet werden. Denn so offensichtlich einerseits die Bindung vieler alpiner Haupttäler an altangelegte tektonische Großformen ist, so aussichtslos wäre es sicher andererseits, nun auch Nebentäler im einzelnen mit solchen tektonischen Leitlinien in Beziehung bringen zu wollen. Gerade im Sopraceneri, wo das Alpengebäude bis auf die tiefsten Einheiten hinunter zerstört worden ist, bieten die heutigen Elemente des Gebirgsbaus viel zu wenig eindeutige Anhaltspunkte, um ein Urrelief mit der erforderlichen Genauigkeit rekonstruieren zu können. Solange die Frage ungelöst bleibt, ob alle mittelpenninischen und höheren Decken die Tessinerkulmination je überfahren haben oder ob sie teilweise an ihr nach S zurückgewichen sind, kann überhaupt nicht entschieden werden, welche tektonische Einheiten sich hier am Bau des Primärreliefs beteiligt hätten.

Daß sich bei solchen Verhältnissen keine sicheren Zusammenhänge zwischen Primärrelief und Talanlage herstellen lassen, ist aber für unsere Untersuchungen nicht von entscheidender Bedeutung. Nebentäler folgen ohnehin oft untergeordneten, feineren Strukturen. Nicht jede solche Leitlinie hat sich aber durch den ganzen Gebirgsbau hinauf bis in die Uroberfläche bemerkbar gemacht; deshalb muß auch nicht jede heute tektonisch bedingte Talfurche einer Primäranlage entstammen. Auch weichere Gesteinszonen, die ursprünglich unter der Primäroberfläche verborgen waren, wie die mesozoischen Gesteine an den Stirnen der penninischen Decken, oder jüngere Strukturen, wie Brüche und Klüfte, haben morphologische Wirksamkeit erlangt und die Entstehung subsequenter Seitentäler begünstigen können.

Solche Möglichkeiten sind im nördlichen Tessin besonders zu berücksichtigen. Hier hatte sich nach Staub (79, Seite 63, 76f., 123f.) auf der tektonisch bedingten Primäroberfläche ursprünglich eine nordwärts gerichtete Entwässerung entwickelt, die möglicherweise bis an den Deckenscheitel südlich Biasca zurückreichte. Sicher begannen die gefällsreicheren Alpensüdflüsse schon früh mit der Nordwärtsverlegung der alpinen Hauptwasserscheide. Altersmäßig läßt sich diese Verschiebung nur in nördlichsten Talabschnitten des Sopraceneri einigermaßen festlegen. Aber es darf wohl angenommen werden, daß das Primärrelief erosiv und tektonisch schon weitgehend zerstört worden war, als die südalpiner Flüsse noch lange nicht bis zur heutigen Hauptwasserscheide zurückgriffen. Auch wenn im Verlauf der fortschreitenden Südorientierung des Entwässerungssystems wohl Reste alter Anlagen erhalten blieben und nur durch Anzapfungen in das neue Gewässernetz eingebaut wurden, so können doch daneben auch neue Erosionsfurchen entstanden sein, die sich rein an die nun bloßgelegten, tektonisch tieferen Bauelemente oder an jüngere Strukturen angepaßt haben.

Es stellen sich deshalb bei der Untersuchung der Talanlagen in unserem Gebiet zwei Hauptfragen:

1. Wie weit lassen sich Entstehung und Richtung der Täler aus der tektonischen und lithologischen Beschaffenheit des heutigen Reliefs erklären?
2. Können noch Anhaltspunkte gefunden werden, die auf eine «primär» angelegte Nordentwässerung hindeuten?

1. Die tektonische Gliederung des Reliefs

Ausgehend von der vielfach vertretenen Ansicht, daß es vor allem tektonische Großstrukturen seien, die den Talverlauf bestimmt haben, sei zuerst in groben Zügen eine tektonische Gliederung des westlichen Adulagebietes versucht.

Im alpinen Querschnitt lassen sich von S nach N folgende, an Bedeutung allerdings recht unterschiedliche Elemente feststellen:

S

- Großgewölbe des penn. Deckenscheitels südl. Biasca

- Senkung im Rücken der Adula- und Simanodecke (nur schwach) ca. längs Val Pontirone
- Simanogewölbe (Im W größte Aufwölbung der Simanodecke. Im E beginnendes N-Fallen der Aduladecke.) Simano – Ponc. della Freccione
- Sojamulde (Überschiebungsmulde aus Trias und Bündnerschiefer vor der Stirn der Simanodecke) längs Val Soja aufgeschlossen
- Kristalline Stirn der Aduladecke Olivone – Alpe Bolla – La Stanga – V. Scardra
- Großmulde zwischen dem Kristallin der penn. Decken und dem Gotthardmassiv. Penninische und helvetische Trias und Bündnerschiefer. Val del Lucomagno – Olivone – Compieto – V. Luzzone

N

Im alpinen Längsprofil läßt sich das Gebiet weniger klar gliedern. Sämtliche Decken unterliegen axialem E-Fallen. Möglicherweise könnten die ursprünglichen Westgrenzen einzelner Teillappen der Aduladecke (im Primärrelief auch die von Staub erwähnte Knickfurche über dem heutigen Bleniotal) Anlaß zur Entstehung meridional gerichteter Täler gegeben haben; doch sind solche Strukturen im heutigen Relief nicht mehr genau örtlich festzulegen. Wahrscheinlich ist die Bleniotalanlage zwischen Olivone und Prugiasco durch die weit nach S zurückgreifende Bleniomulde beeinflusst worden (vgl. auch obere Leventina und Misox).

2. Die Anlage der einzelnen Täler

Auf Grund seines Urreliefs hat Staub vom Gewässernetz des westlichen Adulagebietes folgendes Bild entworfen (79, Seite 63, 76f., 123f.):

Im Oligocän reichte eine «Urlinth» bis an den Deckenscheitel südlich von Biasca zurück. Sie benutzte als Quertal eine tektonische Knickfurche zwischen räthischem und lepontischem Streichen, die, von der Knickung im Deckenscheitel bei Bellinzona ausgehend, über dem heutigen Bleniotal nach N verlief und die damals noch kaum entwickelte Massivschwelle querte. Im untern Miocän erlangte die Mulde vor den penninischen Deckenstirnen durch die Heraushebung der Massive größere Bedeutung und begünstigte die Bildung einer Längstalfurche am Südrand des Gotthardmassivs, durch welche nun die Urlinth im Gebiet der Greina und des Val Luzzone nach dem Lugnez hin abgelenkt und damit dem Rheinsystem zugeführt wurde. Der spätere Einbruch des Tessinsystems ins heutige Bleniogebiet vollzog sich unter Benutzung der altangelegten Knickfurche.

Nach dieser Darstellung wären also die Bleniofurche und die Längstäler im Verlauf der helvetisch-penninischen Muldenzone mit Zügen des Primärreliefs in Beziehung zu bringen. Wie verhält es sich nun mit unseren vier Nebentälern?

a) Val Carassina

Das Fehlen des Talschlusses läßt die Annahme zu, daß das Quellgebiet des Carassinabaches ursprünglich weiter im S, über dem oberen Val Malvaglia, gelegen haben mochte. Rein aus Gründen der Tektonik könnte man im Simanogewölbe die südliche Begrenzung des ältesten Val Carassina vermuten. Der Einbruch des Sojabaches, der heute diese Tallinie quer durchschneidet, ist zweifellos jünger.

Der obere Talabschnitt liegt im Bereich der Stirnregion der Aduladecke, die hier als mächtiges, nach N gerichtetes Tauchfaltenpaket ausgebildet ist. Talrichtung und Fallrichtung der einzelnen Deckenlappen stimmen ungefähr überein. Somit ließe sich die Anlage des Talstückes auf diese tektonisch bedingte Abdachung zurückführen. Nun zeigt aber die Tallinie bei näherem Betrachten ein leichtes, jedoch nicht zufälliges Abweichen von der allgemeinen Fallrichtung nach NW. Sie folgt damit nicht dem Deckengefälle allein, sondern der mit N 20° W streichenden Hauptklüftung.

Bei der Cascata Superiore östlich Compieto tritt das Tal in die SW-NE streichende Mulde zwischen Aduladecke und Gotthardmassiv ein. Von hier strahlen in drei Richtungen verschieden alte Talfortsetzungen aus.

Der älteste, nicht mehr sicher nachweisbare Talverlauf nach NE gegen das Lugnez hin wird tektonisch durch das Streichen der Mulde, morphologisch durch die Linie Val Luzzone – Alpe Motterascio – Diesrutpaß angedeutet. Die Senke von Alpe Motterascio, welche das Val Luzzone mit dem Hochtal der Greina verbindet, hat schon Heim und Lautensach bewogen, die beiden nordwärts gerichteten Täler

des Adulagebietes, Val Carassina und Val Scaradra, als alte Seitenäste des Rheinsystems zu betrachten (38, Seite 965 und 52, Seite 59f.). Ähnlicher Ansicht ist auch Staub. Nach ihm mündeten die beiden Täler ursprünglich in jene altangelegte Längstalung, die, der helvetisch-penninischen Mulde folgend, von der Tessiner Kulmination über Val del Lucomagno – Monti Compieto – Val Luzzone – Motterascio – Diesrutpaß ins Lugnez hinzog (79, Tafeln VII und VIII).

Der nächst jüngere Talverlauf führt vom obern Val Carassina geradlinig über den Paß Muaz östlich des Sosto ins Val Luzzone. In diesem Stadium der Talgeschichte muß das Val Luzzone bereits dem Tessinsystem angeschlossen gewesen sein.

Der Vorgang könnte sich etwa folgendermaßen abgespielt haben: Der Brenno durchschneidet bei Olivone die alte Längstalung Val del Lucomagno – Compieto – Val Luzzone, wodurch der westliche Teil, das Val del Lucomagno, bereits nach S abgelenkt wurde, während der östliche Abschnitt, Compieto – Val Luzzone – Motterascio, noch sein ostwärts gerichtetes Gefälle beibehielt. Der kurze Talstrunk Olivone – Compieto wurde dabei praktisch zum Trockental; das Hauptgewässer, das noch durch das Val Luzzone nach E floß, stammte aus dem obern Val Carassina. Der Angriff des Brenno auf dieses Luzzonetal erfolgte dann wahrscheinlich von der Gegend von Campo aus. Nachdem die Anzapfung erfolgt war, wurde das nun dem Tessinsystem angeschlossene Val Luzzone verhältnismäßig rasch eingetieft. Das hatte auch eine verstärkte Erosion im Carassinatal zur Folge. So entstand die Talfurche über den Paß Muaz, wodurch der Sosto als Inselberg herausmodelliert wurde. Noch heute liegt die Senke von Paß Muaz ziemlich genau im Niveau des oberen Val Carassina. Zudem ist sie durch Terrassenreste direkt mit ihm verbunden. Das deutet darauf hin, daß sie bis in verhältnismäßig junge Zeit den Unterlauf des Carassinabaches darstellte.

Der rezente Talverlauf von der Cascata Superiore über Compieto nach Olivone ist durch die Reaktivierung des alten Längstaltorsos in umgekehrter Gefällsrichtung entstanden. Sie erfolgte wahrscheinlich erst im Quartär, als der eismächtigere Luzzonegletscher den Carassinagletscher hinderte, über den Paß Muaz abzufließen, und ihn zwang, den Ausweg über die muldenbedingte ursprüngliche Senke über Compieto ins Bleniotal einzuschlagen. In den folgenden Interglazial- und Glazialzeiten wurde dann dieser Weg zum heutigen Unterlauf des Val Carassina ausgestaltet.

Zusammenfassung:

1. Stadium: (Miocän–Pliocän)
Val Carassina – Val Luzzone – Motterascio – Lugnez – Rhein. Oberer Abschnitt des Val Carassina durch das N-Eintauchen der penninischen Decken, unterer Abschnitt durch das NE-Streichen der helvetisch-penninischen Muldenzone bedingt.
2. Stadium: (Pliocän–Frühquartär)
Val Carassina – Paß Muaz – Val Luzzone – Brenno. Starke Eintiefung. Oberer Abschnitt des Val Carassina paßt sich der Hauptklüftung der Aduladecke an.
3. Stadium: (Frühquartär–rezent)
Val Carassina – Compieto – Olivone. Oberer Teil des Val Carassina unverändert, unterer Abschnitt durch den kristallinen Stirnrand der Aduladecke bedingt.

b) Val Soja

Wie das untere Val Carassina dem Nordrand der Aduladecke, so folgt das Val Soja der Stirn der Simanodecke. Dabei ist auch hier die Bindung des Talverlaufes an die Tektonik so eindeutig, daß ein ursächlicher Zusammenhang angenommen werden muß.

Den besten Einblick in den Gebirgsbau bietet die Talumbiegung bei Guffèra, wo der Sojabach die Stirnumbiegung der Simanodecke freigelegt hat. Hier vereinigen sich sichtbar die beiden mesozoischen Mulden, welche die Decke umschließen, die Bleniomulde von unten und die Sojamulde von oben.

Die Bleniomulde ist in ihrer Streichrichtung längs dem Bleniotal aufgeschlossen. Sie taucht südlich von Aquila mit etwa 25° Axialgefälle unter die Simanodecke. Weiter nördlich, vor der Stirn der Simanodecke, bildet sie zusammen mit der Sojamulde die Unterlage der Aduladecke. Der Bündnerschieferkern, der den Grumasciohügel und den östlichen Hangfuß des Val Blenio aufbaut, wird bei Grumo durch die beiden Triasschenkel gegen S abgeschlossen. Von hier aus zieht der untere Schenkel, meist unter Schutt begraben, ungefähr dem Brenno entlang nordwärts Richtung Olivone, während der obere östlich des Grumascio über Torre nach Guffèra verläuft, wo er sich mit dem unteren Schenkel der Sojamulde vereinigt. Die Sojamulde streicht von Guffèra als Deckenscheider zwischen Simano- und Aduladecke nach SE durch das Sojatal einwärts, über Monti Soja, wo ihr Bündnerschieferkern auskeilt, bis zur seitlichen

Einmündung des Brescianagletscherbaches. Dort verläßt sie, nach S umbiegend, den Talgrund und quert beim P. Forca die Wasserscheide gegen das Val Malvaglia.

Die beiden Mulden sind nicht den Großstrukturen eines Primärreliefs im Sinne Staubs gleichzustellen. Sie gehören zu den unterpenninischen Elementen und sind im Gebiet des Val Soja ursprünglich von der Aduladecke überlagert worden. Die morphologische Wirksamkeit, die hauptsächlich auf der geringen Erosionsresistenz der Muldengesteine beruht, konnte erst zur Geltung kommen, als die Sojamulde durch die Eintiefung des Bleniotals bloßgelegt war. Dies war möglicherweise schon in einem frühen Stadium der Talbildung der Fall. Wenn man nämlich mit Jenny (47) und Preiswerk (67) annimmt, daß die Aduladecke ursprünglich mit westwärts gerichteten Stirnlappen an der Tessinerkulation geendet habe, so muß vor dieser meridional verlaufenden Stirnfront die Sojamulde aus dem Liegenden aufgetaucht sein. Sie hätte in diesem Fall bestimmend auf die Entwicklung des Bleniotals zwischen Olivone und Prugiasco gewirkt. Von dieser lithologisch bedingten Bleniolinie aus hätte sich dann durch subsequeute Erosion in den Muldengesteinen längs der Simanodeckenstirn das Val Soja gebildet. Noch heute liegt es als Isoklinaltal von der Einmündung des Brescianagletscherbaches an bis hinaus nach Guffèra ungefähr im Muldenstreichen. Die morphologischen Formen am Talausgang deuten darauf hin, daß es früher in geradliniger Fortsetzung dieser Richtung etwa über Pradöira ins Haupttal mündete.

Seither hat sich der Sojabach immer tiefer in die nordwärts einfallenden Muldengesteine eingeschnitten. Dadurch ist eine leichte Divergenz zwischen Talachse und Muldenstreichen entstanden. Die Mulde läuft nun talauswärts allmählich in den nördlichen Hangfuß aus. Bei Guffèra ist sie bereits ganz durchschnitten, und der Bach quert in kurzer epigenetischer Laufstrecke die äußerste Gneisumbiegung der Simanodecke. Die Entstehung dieser Epigenese und die damit zusammenhängende Verlegung der Talmündung in südwestliche Richtung fallen aber zeitlich schon ins Quartär. Deshalb müssen wir bei ihrer Entwicklung auch die glazialen Erosionsverhältnisse berücksichtigen.

Sehr wahrscheinlich erreichte in Vorstoßzeiten der Sojagletscher das Haupttal bei der Mündung des Val Soja vor dem Brennogletscher. Denn das Sojatal verbindet den höchsten Punkt des ganzen Ein-



Blick auf die Mündung des Val Soja. Rechts das Bett des Brennogletschers, links das des Sojagletschers; dazwischen im Hintergrund der Grumascio, im Vordergrund der Hügel P. 1027, beide aus Bündnerschiefer. Links vorn die Umbiegung des Sojabaches westlich Guffèra. In der Bildmitte der postglaziale Lauf des in die 25 m mächtige Schuttdecke eingeschnittenen Sojabaches.

zugsgebietes bei einer Länge von nur etwa 7 km und sehr großem Gefälle direkt mit dem Haupttal, während der durch das Bleniotal vorrückende Brennogletscher einen mehrfach längeren Weg zurückzulegen hatte. So wurde der Brennogletscher beim Auftreffen auf den Sojagletscher vorerst gestaut und am Erodieren gehindert. Vor allem aber war der Brenno durch die Zunge des Sojagletschers zeitweise ganz an den westlichen Talhang, in die Linie seines heutigen Laufes, abgedrängt. Bei Gletscherhochstand aber übertraf der Brennogletscher den Sojagletscher gewaltig an Mächtigkeit und drängte ihn nun gegen den östlichen Talhang ab. Hier fand der Sojagletscher längs der Grenze zwischen Bleniomulde und Simanodecke günstige Erosionsverhältnisse. Deutlich zeigt sich seine starke Seitenerosion am Zurückweichen des östlichen Talgehänges von Dangio bis gegen Lottigna. So wurde das Bleniotal hier im Vergleich zu seinem Querschnitt oberhalb der Sojamündung auf mehr als doppelte Breite ausgeweitet. Dabei ging die glaziale Seitenerosion auf Kosten der Tiefenerosion. Die durch die Konfluenz sprunghaft vergrößerte Eismasse schaffte sich den zum Abfluß nötigen Raum in die Breite. Die beiden zusammenfließenden Gletscher schufen nebeneinander nur wenige tiefe Mulden, der schwächere Sojagletscher diejenige von Torre, der stärkere Brennogletscher die etwas tiefere von Largario – Ponto Valentino. Zwischen ihnen wurde im Verlauf der Taleintiefung als großer Rundbuckel der Grumasciohügel herausmodelliert. Verstärkte glaziale Tiefenerosion trat dann erst südlich Grumo, wo sich die beiden Gletscher endgültig vereinen, wieder ein.

In Rückzugszeiten muß sich der Sojagletscher vor dem Brennogletscher aus dem Konfluenzgebiet bis ins untere Val Soja zurückgezogen haben; denn die kleineren Seitengletscher reagieren auf Hebung der Schneegrenze rascher als die mächtigen Talgletscher. In solchen Phasen wurde das Schmelzwasser des Sojagletschers durch die Brennogletscherzunge gezwungen, seinen Lauf durch die Senke östlich des Grumascio zu nehmen. Dabei folgte es der durch Trias gebildeten Grenze zwischen Bleniomulde und Simanogneis und schuf so die Kerbe von der Talumbiegung westlich Guffèra bis östlich P. 802. Erst als sich dann auch der Brennogletscher zurückgezogen hatte, fand der Sojabach den Ausgang zwischen Dangio und dem Grumasciohügel ins Haupttal.

Zum Schluß haben wir noch einen Blick auf die Anlage des obersten, steilen Abschnittes des Val Soja



Blick von Pian Premesti auf das obere Val Soja. Am Verlauf der Felswände links und an den Spalten rechts der Runse ist die Richtung der Bruchzone zu erkennen. Auf der Wasserscheide bei P. 2583 ragt in der Mitte der Runse noch ein isolierter Felspfeiler auf. Über den hohen Wänden links liegt das angezapfte Brescianagebiet. Rechts erhebt sich der auf der Landeskarte unbenannte Gipfel Uomo di Sasso, von dem Felsstürze gegen die Runse hin losgebrochen sind.

zu werfen. Seine Entwicklung wird im Kapitel über Wasserscheidenverlegungen zur Sprache kommen. Hier interessiert uns vorerst nur die Frage nach seiner Abhängigkeit von der Tektonik. Richtungsmäßig folgt das Tobel von der Einmündung des Brescianagletscherbaches bis hinauf zu P. 2583 nicht mehr der Sojamulde. Wie aber die Photo zeigt, ist sein Verlauf ebenfalls tektonisch vorgezeichnet, und zwar durch eine ungefähr E-streichende Bruchzone, die sich über P. 2583 hinaus bis quer durch die Südwand des Rheinwaldhorns bemerkbar macht.

Zusammenfassung:

Das heutige Val Soja setzt sich aus verschiedenen Abschnitten zusammen, von denen jeder tektonisch vorgezeichnet ist.

Oberster Abschnitt; P. 2583 – Mündung des Brescianagletscherbaches, durch Bruchlinie.

Mittlerer Abschnitt; Mündung des Brescianabaches – Umbiegung westlich Guffèra, durch Streichen der Sojamulde.

Untester Abschnitt; Umbiegung westlich Guffèra-Torre, durch Streichen der Bleniomulde (oberer Triasschenkel).

c) Val Malvaglia und Val Pontirone

Ihre Einzugsgebiete liegen im Bereich der Adula- und Simanogneise. Deckentrennende Muldenzonen kommen als Ursachen für die Talanlage nicht in Betracht.

Val Malvaglia ist in seinem obersten Abschnitt, von Alpe di Quarnajo bis nach Madra, in bezug auf das Axialgefälle der Decken ein Isoklinaltal. Auf Grund des von Jenny entwickelten Bauplans der Aduladecke (47, Seite 43) könnte man rein theoretisch die meridional verlaufende Grenze zwischen einem ihrer tiefsten Teillappen und der Simanodecke als die tektonische Leitlinie betrachten, welche Lage und Richtung dieses Talabschnittes bestimmt hat. Doch sind keine direkten Anhaltspunkte zur Stützung dieser Annahme mehr vorhanden. Der untere Talabschnitt, von Madra bis zur Mündung, verläuft diagonal zum Streichen und zeigt als Ganzes keine Abhängigkeit vom Deckenbau.

Val Pontirone verläuft als Quertal in entgegengesetzter Richtung zum Fallen und erweist sich damit ebenfalls als unabhängig von der Großtektonik.

Auffallend ist aber bei beiden Tälern die Übereinstimmung ihrer Richtung mit vorherrschenden Kluftrichtungen. Daß es sich bei diesen nicht nur um Talklüftung handelt, geht aus ihrer großen Richtungskonstanz und dem gelegentlichen Auftreten von gleichlaufenden Bruchlinien hervor. Aus der Kluftbedingtheit erklärt sich auch die Parallelität mehrerer Haupttallinien und zahlreicher Rinneneinschnitte. Val Madra, Val Combra, Val Biasagno und einzelne Teile des Val Pontirone liegen im NW-SE streichenden Scherkluftsystem. Das obere Val Malvaglia und die Seitentäler des Val Pontirone, Vedrin und Val Scengio, folgen der Längsklüftung. Die Mündungsschluchten der Legiuna und des Orino wechseln mehrmals von einer Klüftung in die andere. Etwas weniger deutlich ist die Übereinstimmung zwischen Tal- und Kluftrichtung im untern Val Malvaglia. Zwar tritt eine dieser Talinie parallel streichende Klüftung im Val Madra und im Val Combra stellenweise stark hervor; aber ausgerechnet im Diagramm des untern Val Malvaglia ist sie nicht sehr ausgeprägt. Für die Kluftbedingtheit dieses Talabschnittes spricht jedoch seine Parallelität mit vielen Seitentälern der Leventina und der Riviera.

Es ist nicht anzunehmen, daß die Klüftung schon den ursprünglichen Grundriß des Talnetzes so stark beeinflußt hat, wie man auf Grund der heutigen Talformen und besonders der rezenten Bacheinschnitte im Anstehenden vermuten könnte. Sie konnte erst wirksam werden, als infolge der jungpliocänen und quartären Gebirgshebung die engen, steilwandigen Täler in das ältere, wesentlich sanfter geformte Alpenrelief eingetieft wurden (vgl. Abschnitt D). Vielfach sind ja Bruch- und Klüftzonen auch erst postalpin entstanden (67 und 75, Seite 23f.).

Eine enge Beziehung zwischen Talbildung und tektonischen Strukturen ist somit im ganzen Untersuchungsgebiet festzustellen. Aber diese Strukturen entsprechen, mit Ausnahme der penninisch-helvetischen Muldenzone, nicht denjenigen des von Staub entworfenen Primärreliefs. Wäre die Anlage der Täler auf einem derartigen tektonischen Urrelief entstanden, so ließe sich ihre enge Bindung an die heutige tektonische Struktur kaum erklären.

C. DIE GRATREGION

I. Die rezenten Wasserscheiden

Unser Untersuchungsgebiet ist keine geschlossene orographische Einheit. Deshalb besitzen die Gräte, welche es umgrenzen und unterteilen, ganz ungleiche Funktionen als Wasserscheiden. Diese im einzelnen zu untersuchen, ist das Ziel dieses Kapitels.

1. Der Adula-Grat

Er bildet von der Torr. di Nava im N bis zur Torr. Alto im S die östliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes und zugleich die Wasserscheide zwischen dem Blenio- und den benachbarten Flußgebieten. Hinsichtlich dieser Funktion läßt er sich in drei Abschnitte einteilen.

<i>Gratabschnitte</i>	<i>Täler im W</i>	<i>Täler im E</i>	<i>Funktion als Wasserscheide</i>
1. T. di Nava-P. Cassimoi	Val Carassina	Val Scaradra	Nebenwasserscheide innerhalb des Bleniogebietes
2. P. Cassimoi-P. del Freccione	Val Carassina Val Soja Val Malvaglia	Lentatal Rheinwald	Alpine Hauptwasserscheide
3. P. del Freccione-Torr. Alto	Val Malvaglia Val Pontirone	Val Calanca	Nebenwasserscheide innerhalb des Tessingebietes

Landschaftlich wird der Grat durch die gewaltigen Südabstürze einzelner Hochgipfel in verschiedene Abschnitte gegliedert. Über ihre Höhenverhältnisse gibt folgende Tabelle Aufschluß:

<i>Gratabschnitte*</i>	<i>mittlere Kammhöhe**</i>	<i>mittlere Gipfelhöhe</i>	<i>mittlere Paßhöhe</i>	<i>mittlere Schartung</i>
1. Torr. di Nava P. Cassimoi (-)	2780 m	2850 m	etwa 2740 m	etwa 110 m
2. a) P. Cassimoi (+) Rheinwaldh. (+) b) Rheinwaldh. (+) Freccione (+)	3120 m } 3100 m } 3112 m	3195 m } 3195 m } 1375 m***	3028 m } 3034 m } 3032 m	167 m } 161 m } 143 m***
3. Freccione (-) C. dei Cogn (+)	3010 m	3084 m	2962 m	122 m
4. a) C. dei Cogn (-) P. d. Streghe (+) b) P. d. Streghe (-) Torr. Alto (+)	2780 m } 2530 m } 2641 m	2872 m } 2758 m } 2814 m	2652 m } 2188 m } 2498 m	220 m } 570 m } 316 m
Ganzer Grat	2890 m	3013 m	2828 m	185 m

* (+) bedeutet inklusive, (-) bedeutet exklusive den genannten Gipfel.

** Die Zahlen wurden durch planimetrische Ausmessung eines gezeichneten Kammlinienprofils gewonnen. Die Abschnittsgrenzen wurden in die Mitte zwischen Gipfel und Scharten gelegt.

*** Bei den Einzelwerten der beiden Unterabschnitte wurde das Rheinwaldhorn jedesmal einberechnet, beim Mittelwert des ganzen Abschnittes selbstverständlich nur einmal.

Aus dem geologischen Bau läßt sich diese klare Stufung des Grates nicht erklären. Auch junge, differenzierte Hebungen, wie sie bei großräumigen Gipfelflurtreppen angenommen und teilweise auch erwiesen worden sind (8, 22, 45, 79), können hier nicht geltend gemacht werden. Zwar wird der Grat in

den Südwänden des Rheinwaldhorns und des P. delle Streghe sowie südlich der C. dei Cogn, am Fil di Revi und südlich des Torr. Alto von gut verfolgbarren Brüchen durchquert; Verstellungsbeträge ließen sich jedoch nicht bestimmen und sind sicher in der Größenordnung der Gratstufung nicht vorhanden.

Wie dagegen ein Vergleich der beiden vorangehenden Tabellen zeigt, verhalten sich die einzelnen Kammabschnitte in Gipfelhöhe, Schartung und mittlerer Kammhöhe gemäß ihrer Bedeutung als Wasserscheide. Deutlich ragt aus dem ganzen Grat des Kernstück heraus, das der alpinen Hauptwasserscheide angehört. Firnbedeckte Hochflächen entziehen es auf der Bündnerseite weitgehend der Verwitterung und dem direkten Erosionsangriff vom Rheinwald her. Die steilere Tessinerflanke ist freilich stärker der Zerstörung preisgegeben; doch hemmen auch hier hochgelegene Verflachungen das direkte Einwirken der Talhangerosion auf die Kammlinie. Bezeichnenderweise hat diese ihre beherrschende Höhe noch über den südlichen Endpunkt der Hauptwasserscheide (P. del Freccione) hinaus bis zur C. dei Cogn einigermaßen beibehalten, nämlich so weit, als im W die einzelnen Fasern der Talwurzeln noch nicht direkt bis an die Firstlinie hinaufgreifen und im E die Calancasca ebenfalls die Hochverflachungen noch nicht zerstört hat.

Südlich davon, vor allem im Val Madra und Val Pontirone, liegen die Talendpunkte, die Sammelstellen der verzweigten Bäche des Talschlusses, nicht nur tiefer, sondern auch näher an der Wasserscheide. Die dadurch hervorgerufene Hangversteilung beschleunigt den Abtrag. Die Verwitterung wirkt stärker, da sich schützende Schutthalden nicht überall halten können. Das Wasser vermag in steilen, günstigenfalls bis zur Gratschneide hinaufreichenden Rinnen die Gratflanken in ihrer ganzen Höhe zu bearbeiten. Durch solche Vorgänge werden einzelne Partien der Firstlinie anhaltend geschärft. Felsausbrüche, wie sie an den schroffen Südgräten der C. dei Cogn und des P. delle Streghe auftreten, tiefgründige Zerrüttung längs der Kammlinie, die zwischen P. delle Streghe und P. di Termine zu Doppelgratbildung geführt hat, bewirken dann eine rasche, ruckartige Erniedrigung. Selbstverständlich beschränken sich solche Vorgänge hauptsächlich auf einzelne exponierte Stellen. Die Gipfel, welche sich über den noch erhaltenen Hochflächen der hintersten Talecken erheben, bleiben davon weitgehend verschont. So erklärt sich die aus der Tabelle ersichtliche Verstärkung der Schartung.

Lagerung, Klüftung und petrographische Beschaffenheit des Gesteins machen sich vor allem in der Modellierung der Gipfformen und in der örtlichen Fixierung der tiefen Scharten bemerkbar.

Von der C. dei Cogn an nordwärts fallen die Gneisbänke längs des Gratverlaufes leicht nach N ein. Dementsprechend besitzen die meisten Gipfel Pultform oder mindestens einen asymmetrischen Gratanstieg. Ausnahmen fallen immer mit Störungen dieser Lagerung zusammen. Dabei handelt es sich nach Jenny (47, Profile) um kleine Rückfalten oder lokale Verschuppungen in der Aduladecke. Gesteigert wird die Wirksamkeit solcher Lagerungsstörungen durch starke Zunahme der Klüftung. Deshalb entstehen an solchen Stellen auch die tiefsten Grateinschnitte. Butta di Fornei ist an ein steil einfallendes Amphibolitband zwischen Granitgneis und Glimmerschiefer an der Grenze einer Rückfalte gebunden. Passo di Remolasco, Passo di Giumella und Butta di Vedrin sind durch deutliche erkennbare, den Grat querende Kluft- oder Bruchzonen festgelegt worden.

2. La Colma-Grat und Simano-Grat

Die beiden Gräte besitzen als Wasserscheiden gleiche Funktion. Sie trennen das Bleniotal von seinen ihm parallel laufenden Nebentälern, Val Carassina und Val Malvaglia. Orographisch bilden sie eine Gratflucht, die in der Mitte durch den tiefen Einschnitt des Val Soja unterbrochen wird. In Höhe und Gestalt sind sie jedoch stark verschieden.

<i>Grat</i>	<i>mittlere Höhe</i>	<i>höchster Gipfel</i>	<i>tiefste Scharte</i>
<i>La Colma-Grat</i> C. di Sciu – C. di Bresciana	2370 m	Colma di Pinaderio 2468 m	Il Sciu 2299 m
<i>Simano-Grat</i> C. di Gana Bianca – C. di Piancabella	2730 m	Cima di Gana Bianca 2824 m	etwa 2610 m

Der Grat von La Colma besitzt trotz seiner geringen Höhe eine auffallend schroffe und schartige Firstlinie, besonders nördlich des Hauptgipfels im Bereich des Serpentinstockes. Die beiden tiefsten Einschnitte, Il Sciu und Forca Rossa, fallen mit den Kontaktzonen zwischen Gneis und Serpentin zusammen.

Die Erniedrigung der Gratschneide erfolgt zur Hauptsache von der steil gegen das Bleniotal abfallenden Westflanke her durch kräftige Hangerosion im Verein mit Sackungen und Felsstürzen. Sie

muß, wie die großen Schutthäufungen im Bleniotal beweisen, seit der Eiszeit einen ansehnlichen Betrag erreicht haben. Auf der weniger hohen Ostflanke gegen das Val Carassina hin ist dagegen die Hangerosion nur unbedeutend. Ihre Wirksamkeit wird gegen oben durch ein Verflachungsband in 2140–2250 m Höhe begrenzt, auf dem sich der Verwitterungsschutt der Gratrinne stellenweise zu mächtigen Blockfeldern angesammelt hat.

Der Simano-Grat hat ausgesprochen Hochgebirgscharakter, obschon seine Gipfel heute nicht mehr über die Schneegrenze hinaufreichen. Am Fuß des sägeförmigen Felsgrates lagern mächtige, öde Trümmerfelder an, die in weite, vegetationslose Karmulden auslaufen. Sie zeugen eindrücklich von der intensiven mechanischen Gratverwitterung, die ihre Ursache in der außerordentlich starken tektonischen Zerklüftung des Orthogneises hat (vgl. 47, Seite 15 und 19). Die Gehängerrinnen reichen nirgends direkt bis an die Kammlinie hinauf.

3. Die westlichen Seitengräte des Adulagrates

Sie bilden die Wasserscheiden zwischen den E–W gerichteten Tälern unseres Gebietes. Ihre morphologisch starke Verschiedenheit zwingt zu einer Unterteilung in zwei Gruppen.

a) Die drei seitlichen Wasserscheiden der südlichen Nebentäler

Sie bewirken schematisch folgende topographische Gliederung:

S Grat *Torrente Alto* (2950 m) – P. *Magno* (2328 m), mittlere Höhe etwa 2525 m.

Val Pontirone

Grat P. *delle Streghe* (2911 m) – P. *Crech* (2252 m), mittlere Höhe etwa 2440 m.

Val Combra

Grat P. *di Caldöz* (2682 m) – P. 2028, w. *La Sella*, mittlere Höhe etwa 2355 m.

N Val Madra

Da alle drei Gräte von ihren hohen Ansatzstellen an der Adulakette nach W stark absinken, entspricht ihre mittlere Höhe nicht einem längeren ausgeglichenen Kammlinienabschnitt wie bei den meridional verlaufenden Gräten.

Der Abfall der Kammlinie ist hauptsächlich an einzelne 200–300 m hohe Stufen gebunden.

Der *Torrente-Alto-Grat* senkt sich in drei gestaffelten Abschwüngen von 2900 m Höhe auf die fast horizontal verlaufende Kammlinie der *Mott. di Cava*, die eine mittlere Höhe von 2325 m besitzt. Am P. *delle Streghe-Grat* liegt die Hauptstufe wenig westlich des höchsten Punktes. Darunter folgt ein über vier Kilometer langes, gleichmäßiges Gratstück mit einer Durchschnittshöhe von 2340 m. Die Kammlinie des P. *di Caldöz-Grates* fällt in einer steilen, aber weniger hohen Stufe von P. 2355 auf einen kurzen horizontalen Gratabschnitt von 2100 m ab. Auffallend ist bei allen drei Gräten die Ausgeglichenheit des Kammlinienabschnittes, der sich an den Fuß der untersten Gratstufe anschließt.

Die Stufen liegen immer dort, wo infolge sprunghafter Vertiefung und Ausweitung der benachbarten Täler die Steilheit der Hangböschung zunimmt, die Hochverflachungen aussetzen und die Hangerosion ungehindert bis an die Gratschneide hinauf wirken kann, oder dort, wo sich der Grat an neu eingeschalteten Nebentälern gabelt. Besonders zeigt sich diese Regel an den Westgräten des *Torr. Alto* und des P. *delle Streghe*.

b) Die seitlichen Wasserscheiden des Val Soja

Sie trennen das Val Soja auf der Südseite vom Val Malvaglia und auf der Nordseite vom Val Carassina. Wie das Talgebiet selber, zerfallen sie in zwei grundverschiedene Abschnitte, einen sehr labilen, der das hochgelegene, angezapfte *Brescianagebiet* hydrographisch begrenzt, und einen daran anschließenden, scharf profilierten, der das tief eingeschnittene untere *Sojatal* abschließt.

Die südliche Wasserscheide wird vom *Rheinwaldhorn* bis zum *Passo del Laghetto* nicht durch einen Grat, sondern einzig durch die gewaltige seitliche Absturzwand des *Brescianagebietes* ins Val Malvaglia hinunter gebildet. Der Oberkante dieser Felswand folgt eine kaum hervortretende, rezent ausgeaperte Rippe, die *Moränenschutt* des *Brescianagletschers* trägt. Noch während des Gletscherhochstandes im letzten Jahrhundert reichte das Eis bis direkt an den Absturz und überfloß auch die beiden kleinen, gestaffelten *Karnischen*, deren östliche heute den *Laghetto* enthält.

Vom *Passo del Laghetto* steigt die Wasserscheide nach S zu einem unbenannten Gipfel von 2680 m Höhe an und stürzt dann steil zur Scharte bei P. 2583 ab, wo das wilde Tobel des *Sojabaches* ansetzt. Erst von hier an wird sie zum scharfen Grat. Dieser schwingt sich über *Uomo di Sasso* (auf der Landeskarte unbenannt), *Sasso di Casseo* (2656 m), P. *Forca* (2582 m) zur *Cima di Gana Bianca* hinauf, wobei im Verlauf der Kammlinie deutlich die Tektonik zum Ausdruck kommt. Die drei erstgenannten Gipfel

fallen gegen ENE mit mäßig steilen Plattenschüssen im Schichtfallen und gegen W mit bizarren, aus den Schichtköpfen herausgeschnittenen Türmen und Zacken ab. Die zwischen ihnen liegenden Schar-ten (P. 2543 und P. 2430) halten sich an die Triaszüge, die den Grat queren. Nordwestlich der C. di Gana Bianca folgt die Wasserscheide einer rasch gegen die Talmündung hin absinkenden, unbedeu-tenden Rippe.

Die nördliche Wasserscheide zweigt beim Grauhorn von der Adulakette gegen die Felszinne von La Negra ab. Anschließend verläuft sie, im Gelände kaum erkennbar, über den Osthang des Val Carassi-na hinunter, quert in etwa 2060 m Höhe den Carassinatalboden und erreicht unmittelbar nordöstlich der Cap. Adula CAS die Oberkante des Absturzes gegen Val Soja. Entlang der Verschneidungslinie dieser Absturzwand und dem linken Talhang des Val Carassina steigt sie zur Colma di Pinaderio an, worauf sie über deren steile Westflanke auf die Eckterrasse von Pradöira abfällt und bei P. 1027 die Tal-mündung erreicht.

II. Zum Problem der Gipfel-flur

Die Wasserscheiden zwischen den Tälern unseres Gebietes sind, abgesehen von denen des obern Val Soja, durchwegs als markante Gräte ausgebildet. Sie werden allgemein durch Stufen in einzelne Ab-schnitte von auffallend gleichmäßiger Gipfelhöhe unterteilt, die sich schematisch in drei verschiedene Gipfelniveaus einordnen lassen.

Oberstes Niveau, zentrale Adulagruppe	3250–3100 m
Mittleres Niveau, anschließende Abschnitte des Adulagrates	2950–2750 m
Unterstes Niveau, Nebengräte	2500–2300 m

Die Gültigkeit dieser Höhenangaben beschränkt sich auf unser Gebiet. Benachbarte Gipfelregionen weisen meist eine grundsätzlich gleiche, höhenmäßig aber abweichende Gliederung auf.

Schon diese von Flußgebiet zu Flußgebiet sich verändernde Gipfeltreppe beweist, daß darin nicht in erster Linie die Wirkung endogener Vorgänge zum Ausdruck kommt. Um aber der Frage nach ihrer Entstehung weiter nachgehen zu können, müssen wir vorerst die lokale Verbreitung der einzelnen Ni-veaus etwas näher betrachten.

Die höchste Gipfelzone beschränkt sich auf die vom Rheinwaldhorn ausstrahlenden Kämme bis un-gefähr zu ihrer ersten Gabelung. Sobald sich die Gräte aufspalten, fällt die Gipfelhöhe ab, im Rhein-gebiet nur wenig ausgeprägt, im Tessin dagegen mit deutlicher Stufe. Die Gratfortsetzungen bilden hier nun das mittlere Gipfelniveau. Von ihnen zweigen in unserem Gebiet nur noch kurze Nebengräte ab. Auf diese Abzweigungen reagieren die Gräte der mittleren Region in ihrer Höhe nicht; dagegen liegen die Kammlinien der Nebengräte wiederum ein Stockwerk tiefer, im untersten Niveau.

Der treppenförmige Anstieg der Gipfel-flur von den äußersten Zweigen der Nebengräte über die Leit-äste bis zum Knotenpunkt der Adula hinauf und das immer wieder feststellbare Zusammenfallen der Gratstufen mit den Gabelungsstellen weisen eindeutig auf die Abhängigkeit der Gipfelniveaus vom Grad der Durchtalung, das heißt von der Taldistanz, der Tiefe und der Ausweitung, hin. Detaillierter läßt sich diese Gesetzmäßigkeit angesichts der mannigfachen Konstellationsmöglichkeiten benachbar-ter Täler kaum fassen. Hingegen wird der Einblick noch etwas vertieft, wenn man die Formen der ein-zelnen Niveaus miteinander vergleicht.

Die Gipfel der höchsten Zone besitzen als einzige unsres Gebietes nicht scharfe Grat- oder Pyrami-denformen, sondern sanft nach N abgedachte, gletscherbedeckte Pultflächen, die beidseitig von hohen Felswänden begrenzt sind. An diesen vollzieht sich eine intensive Abtragung, hauptsächlich durch Ver-witterung, Steinschlag und kleine Felsstürze. Solange aber die Pultflächen nicht durch Rückwittern der Flankenwände aufgezehrt sind, findet keine rasche Gipfelerniedrigung statt.

Die mittlere Gipfel-flur besteht vorwiegend aus schroffen Felsgräten und Karlingen. Hochverfla-chungen entrücken sie weitgehend dem direkten Angriff der Talhangerosion. Die mächtigen Schutt-massen, welche den Gipfelwänden anlagern, zeugen von intensiver junger Zerstörung. Infolge der scharfen Gratschneiden schreitet aber die Erniedrigung viel rascher fort als bei den Hochgipfeln. Das verbietet es, sie vorbehaltlos ins gleiche Niveau mit den Pultgipfeln zu stellen und die ganze Gipfel-flur als Zeuge einer alten Gebirgslandschaft zu betrachten (8, Seite 89 und 94f.), solange der quar-täre Abtrag quantitativ nicht erfaßt werden kann.

Bei den Gipfeln des untersten Niveaus handelt es sich meist nur um unbedeutende Erhebungen in den scharf geschnittenen Kämmen. Zusammenhängende Hochverflachungen finden sich höchstens an einer der beiden Gratflanken; die andere fällt immer ohne Unterbrechung mit großer Steilheit zur Sohle des

benachbarten Tales ab. Viele verästelte Gehängerinnen reichen mit ihren Erosionstrichtern bis an die Gratschneiden hinauf und bringen sie in Abhängigkeit von der Talerosion.

Von den drei Niveaus steht also nur das tiefste einigermaßen in direkter Beziehung zu den heutigen Tallinien; die Entwicklung der beiden höheren erfolgt weitgehend unabhängig von den Vorgängen im Talboden und am eigentlichen Talgehänge. Die junge Gipfelniedrigung ist im obersten Niveau am geringsten, im untersten am größten; das heißt, die Stufung ist im Laufe ihrer Entwicklung verstärkt worden. In der Gipfeltreppe unseres Gebietes kommt weniger das Gefälle vom Alpeninnern gegen den Alpenrand als vielmehr das Absteigen von der Umrahmung gegen die Haupttalachse des Brenno zum Ausdruck.

Diese ganze Charakteristik gibt ein vergrößertes Bild des wirklichen Formenreichtums wieder und bezieht sich nur auf ein eng begrenztes Gebiet. Allen Flußgebieten auf der Südabdachung der Alpen ist aber, abgesehen von ihren spät eroberten Randzonen, ein ähnliches internes Gipfelgefälle gegen den Hauptfluß zu eigen. Es muß sich schon in einem frühen Entwicklungsstadium der Alpenlandschaft gebildet haben (vgl. 79, Seite 175). Die späteren Abtragungsvorgänge haben es lediglich verschärft und größtenteils gegen den Fuß der Gratgabelungen hin verlegt. Die Ausbildung und Fixierung der Gefällsstufen an diesen Stellen ist im Prinzip einleuchtend; denn mit dem Aufspalten eines Grates in zwei oder mehrere Fortsetzungen vergrößert sich sprunghaft die Oberfläche des Bergkörpers, auf der die Abtragung angreift.

III. Wasserscheidenverlegungen

Eine stetige seitliche Wasserscheidenverschiebung findet bei allen Bergkämmen statt, an deren gegenüberliegenden Flanken ungleiche Abtragsverhältnisse herrschen.

Das schönste Beispiel einer solchen Verschiebung bietet die Hauptwasserscheide zwischen Rheinwaldhorn und P. del Freccione. Deutlich erkennbar werden hier die einzelnen Bogen der Kammlinien-girlande vom obersten Val Malvaglia und vom Valle di Giumello her in das Einzugsgebiet des Hinter rheins vorgetrieben. Hauptursache ist die größere Erosionskraft der gefällsreichen südalpinen Gewässer gegenüber den inneralpinen Längstalflüssen. Dazu wird rezent die Rheinwaldseite der Hauptwasser-scheide erst noch durch eine zusammenhängende Firndecke geschützt, während die fast unverglet-scherte Südflanke schonungslos dem Abtrag ausgesetzt ist.

Wirkungsvoller als die kontinuierlichen Verschiebungen sind die ruckartigen Verlegungen der Was-serscheiden bei Flußanzapfungen. Solche Vorgänge kennen wir bereits von den Talausgängen des Val Carassina und des Val Soja her. Dabei war die eigentliche Ablenkung des Baches nur der letzte Akt einer langen Entwicklung, während welcher die Wasserscheide allmählich niedergelegt und gleichzeitig gegen die Ablenkungsstelle hin verschoben wurde.

Ein kompliziertes Ineinandergreifen von langsamer Verschiebung und ruckartiger Verlegung muß im Kampf zwischen Val Carassina, Val Malvaglia und Val Soja um das Brescianagebiet stattgefunden haben. Im folgenden soll versucht werden, diese Entwicklung, die noch heute nicht abgeschlossen ist, zu rekonstruieren.

1. Die Entwicklung der Wasserscheiden des Val Carassina und des Val Soja

a) Die ursprüngliche Wasserscheide des Val Carassina

Wir gehen von der erst später zur Sprache kommenden Annahme aus, daß in einem talgeschichtlich frühen Zustand das Einzugsgebiet des Val Soja noch nicht trennend zwischen Val Carassina und Val Malvaglia bis zur Adula zurückreichte. Also muß zuerst nach der ältesten, einigermaßen nachweisba-ren Wasserscheide zwischen dem noch unverstümmelten Val Carassina und dem Val Malvaglia gesucht werden.

Man könnte sie auf den ersten Blick ungefähr in der heutigen Nordumrahmung des Val Malvaglia vermuten, die vom Rheinwaldhorn über Passo del Laghetto zur C. di Gana Bianca verläuft. Eine ge-nauere Überprüfung zeigt aber, daß diese Grenzlinie nirgends eine altangelegte Wasserscheide dar-stellt. Ihr östlicher Abschnitt zwischen Rheinwaldhorn und Passo del Laghetto entspricht nur der heu-tigen Front, an der vom Val Malvaglia her der Angriff auf die Flanke des Brescianagebietes erfolgt. Dieses muß also ursprünglich weiter nach S gereicht haben. Ähnlich liegen die Verhältnisse an seiner westlichen Kante. Auch hier dehnte es sich in Form einer sanft geneigten Hochfläche über den heutigen Absturz ins Val Soja aus. Dabei lag sein mutmaßliches Niveau knapp über dem westlichen Abschnitt der heutigen Wasserscheide, der sich als scharfer Grat vom Passo del Laghetto über Uomo di Sasso, Sasso

di Casseo und P. Forca gegen SW absenkt. Jedenfalls liegen die genannten Gipfel gefälls- und höhenmäßig ungefähr in der Fortsetzung des noch erhaltenen Teils des Brescianagebietes. Demnach ist dieses Gratstück erst durch spätere Erosion vom Val Soja und vom Val Malvaglia her aus jener alten Hochfläche herausmodelliert worden und stellt, wie seine östliche Fortsetzung vom Passo del Laghetto zum Rheinwaldhorn hinauf, eine junge Wasserscheide dar. Die ursprüngliche Scheide lag auf der ganzen Linie, – das bezeugt die vom Val Malvaglia aus nach N gerichtete Gebietseroberung –, weiter im S. Das Brescianagebiet gehörte in seiner damals viel größeren Ausdehnung als Ganzes dem alten Carassinatal an.

Die Lage der alten Wasserscheide ist allerdings aus den bestehenden Oberflächenformen nicht mehr eindeutig erkennbar. Sie könnte, wie bereits erwähnt (Seite 24), tektonisch durch das Simanogewölbe vorgezeichnet gewesen sein, das sich nach Staub (79, Seite 19) ins Suretta-Ergewölbe der Rhätischen Alpen fortsetzt. Östlich unseres Gebietes folgt tatsächlich die Hauptwasserscheide vom Splügen her über den San Bernardino bis zur P. del Freccione noch ungefähr dieser Hochzone. Erst beim P. Baretino biegt sie nach N ab. Dem tektonischen Gewölbe entsprechend, kann sie sich aber einst direkt in den Simano hinüber fortgesetzt und so das Val Malvaglia vom Val Carassina getrennt haben. Ihren weiteren Verlauf hat man sich von der C. di Gana Bianca aus am ehesten in nördlicher Richtung quer über das heutige Val Soja weg zum Grat von La Colma vorzustellen, wobei eine Schwächung dieses Verbindungsstückes durch die tektonische Sojamulde schon in diesem Stadium angenommen werden muß.

Wenn aber eine solche Umrahmung des alten Carassinatales je einmal bestanden hat, so muß dessen Talboden damals mindestens 500 m über dem heutigen gelegen haben; sonst kann es sich im S nicht über die heutige Wasserscheide Passo del Laghetto-C. di Gana Bianca ins oberste Val Malvaglia hinein erstreckt haben. Eine solche Höhenlage deutet auf Zugehörigkeit zur nordalpinen Entwässerung hin, wogegen das Bleniotal, dessen Sohle heute gut 1000 m tiefer liegt als die des obern Val Carassina, wohl schon dem Tessinsystem angehört haben muß.

Ein solcher Rekonstruktionsversuch geht weit über die Möglichkeiten rein morphologischer Formdeutung hinaus und führt an die Grenze bloßer Spekulation. Immerhin zeigt sich auch bei der jüngern und deshalb noch besser nachweisbaren Gebietseroberung der benachbarten südalpinen Hauptflüsse eine gewisse Parallelität zu den mutmaßlichen Vorgängen im Bleniotal. So ist auch im Misox und im Val San Giacomo der Angriff auf die alpine Hauptwasserscheide in erster Linie den Haupttalachsen entlang nach N vorgetrieben worden, während unmittelbar neben ihnen liegende Hochtäler, gleich dem Val Carassina, ihre nördliche Gefällsrichtung noch bewahrt haben. Und gleich wie in unserem Gebiet der Angriff der südlichen Gewässer auf das Carassinatal an mehreren Stellen erfolgt ist, so haben beispielsweise auch die Seitenbäche der Moesa das dem Hinterrhein tributäre Val Curciosa sowohl am Talkopf wie in der Flanke beim Val Vignone angeschnitten. Ein Unterschied zwischen den Vorgängen im Bleniogebiet und in den zum Vergleich herangezogenen Tälern besteht in der ungleich weit fortgeschrittenen Entwicklung. Im Misox und im Val San Giacomo werden die ineinander verzahnten Nord- und Südtäler meist noch durch die Hauptwasserscheide getrennt, und auch dort, wo nordwärts gerichtete Hochtälchen bereits nach S abgelenkt sind, lassen sie sich höhenmäßig noch mühelos über die Pässe nach N projizieren. Val Carassina dagegen, das südlichste Relikt ehemaliger Nordentwässerung im Bleniogebiet, liegt schon in seinem obern Abschnitt rund 200 m tiefer als die für die Nordentwässerung in Frage kommenden Paßsenken in der heutigen Hauptwasserscheide.

b) Der Angriff des Brenno im N und des Orino im S auf das alte Val Carassina

Die Angriffe vom Val Blenio und seinen Nebentälern her, durch welche die alte Carassinatalung bis auf den heutigen Überrest zwischen Alpe Bresciana und Cascata Superiore zerschlagen worden ist, vollzogen sich weitgehend unabhängig voneinander. Zuerst setzte im S, vom Val Malvaglia her, die allmähliche Beschneidung des ursprünglichen Carassinatalschlusses ein. Während dieser Vorgang andauerte, kam es im N, in der Gegend von Campo, zum Anschluß des ganzen ehemaligen Oberlaufes ans Tessinsystem. Später wurde die Zerstückelung durch die Ablenkung bei Monti Compieto und durch den Einbruch des Sojabaches fortgesetzt.

Die Entwicklung am Talausgang im N ist bereits im Zusammenhang mit den tektonischen Verhältnissen besprochen worden. Deshalb beschränken wir uns hier auf die Untersuchung der Wasserscheidenverlegung am Talschluß.

Der Angriff des Orino auf den ursprünglichen Talschluß des Val Carassina, wie er sich aus der Rekonstruktion der alten Brescianahochfläche ergeben hat, läßt sich aus den heutigen Oberflächenformen kaum mehr verfolgen. Wir können deshalb den möglichen Entwicklungsablauf nur schematisch nach-

zuzichnen versuchen. Erst rückblickend läßt sich dann einigermaßen überprüfen, ob die heutigen Formen damit in Einklang zu bringen sind.

Die Nordwärtsverschiebung der ursprünglichen Wasserscheide erfolgte kaum gleichmäßig rasch auf der ganzen breiten Front zwischen Adula- und Simanograt, sondern wohl am kräftigsten längs der Achse des Val Malvaglia, ungefähr in Richtung auf den heutigen Sasso di Casseo hin. Durch einen solchen Vortrieb der Tallinie fiel dann dem Orino das alte Seitengehänge des Val Carassina, das im E aus der Brescianahochfläche bestand, automatisch zu. Das geschah, streng genommen, nicht stetig, sondern sprunghaft; denn mit der Anzapfung der einzelnen Gehängerinnen wurden jeweils deren ganze Einzugsflächen schlagartig dem neuen Flußgebiet einverleibt. Diese stückweise Angliederung hatte zur Folge, daß sich jeder früher eroberte Abschnitt in stärkerem Maße auf die neuen Erosionsverhältnisse einstellen konnte als sein folgender nördlicher Nachbar.

Die heutige Oberflächengestaltung scheint diese Hypothese einigermaßen zu bestätigen. Finden wir doch an der Westflanke des Adulagrates eine lückenlose Karreihe, vom P. Baretino nach N stufenweise ansteigend, deren einzelne Mulden nach W gerichtet sind, in ihren untern Teilen aber allmählich in die Talrichtung des Val Malvaglia abbiegen. Die nördlichste, die den Brescianagletscher enthält, weist mit ihrem Ausgang direkt auf die Gratsenke westlich des Sasso di Casseo hin. Um diese Karformen mit den oben dargestellten Vorgängen in Beziehung zu bringen, bedarf es der Annahme, sie seien durch glaziale Umwandlung aus den Erosionstrichtern jener alten Gehängerinnen entstanden. Daraus ließe sich dann weiter folgern, daß das Val Malvaglia vorübergehend über seine heutige nördliche Begrenzung hinaus bis an den Fuß des Grauhorns, wo die Karreihe ihren Abschluß findet, zurückgegriffen hätte, bevor sich der Sojabach in den Kampf einschalten konnte. Die Wasserscheide zwischen Val Malvaglia und Val Carassina müßte in diesem Fall bis ungefähr auf die Linie Grauhorn – La Negra – C. di Bianca verschoben worden sein.

Damit sind wir wieder in die Sackgasse der Spekulation gelangt. Aus ihr gibt es hier keinen morphologisch gesicherten Ausweg, da durch den spätern Einbruch des Sojabachs diejenigen Teile der alten Brescianahochfläche, die zur Abklärung der frühern Wasserscheidenverhältnisse notwendig wären, entweder vollständig zerstört oder doch in ganz andere Entwicklungsbahnen gelenkt worden sind.

c) Der Einbruch des Sojabachs

Die rückgreifende Erosion fand im Val Soja denkbar günstige Verhältnisse:

1. Eine wenig resistente Gesteinszone längs des Tales, die infolge ihres steilen Einfallens während der Taleintiefung sehr lange als direkte Erosionsgrundlage in der Talsohle lag;
2. große Fallhöhe bei geringer Tallänge, das heißt steiles Gefälle.

Unter solchen Bedingungen erlangte der Sojabach trotz seines kleinen Einzugsgebietes eine größere Erosions- und Transportkraft als Orino und Carassinabach. Diese Überlegenheit steigerte sich in dem Maß, als die allen drei Tälern gemeinsame Erosionsbasis, die Bleniotalsohle, tiefer gelegt wurde; denn der Zuwachs an Fallhöhe, den sie dadurch erhielten, bewirkte im kurzen Val Soja eine größere Gefällsverteilung als bei den beiden andern, wesentlich längeren Tälern. Den Ausschlag gab jedoch, daß sich die einzelnen Seitentäler ganz unterschiedlich auf die Vertiefung des Haupttals einzustellen vermochten. Bei Val Carassina blieb der Zuwachs an Fallhöhe, den es mit der Ablenkung ins Pleistocän stark über-tiefte Becken von Olivone erhielt, hauptsächlich an die Mündungsstufe gebunden. Oberhalb Alpe Bolla erfuhr es nur eine geringe Verteilung und damit auch keine wesentliche Erosionszunahme. Im Val Soja dagegen wurde die an der Mündung entstehende Fallhöhe dank der günstigen lithologischen Voraussetzungen weitgehend talaufwärts verlagert und verschmolz zum Teil mit der Talschlußsteile. Dadurch wurde hier die Tiefenerosion angeregt, und der Erosionsscheitel verschob sich rückwärts auf Kosten des inaktiven oberen Carassinatals.

Aus dieser Erörterung der Gefällsverhältnisse geht hervor, daß der Anzapfungsvorgang in direktem Zusammenhang mit der Vertiefung des Bleniotals steht. Möglicherweise ist er eine Folge der intensiven Durchtalung, welche durch die spätpliocäne Alpenhebung hervorgerufen wurde (vgl. 14, 79, 80). Auf jeden Fall muß die Anzapfung präglazial schon vollzogen gewesen sein; denn die Durchschneidung der westlichen Carassinatalflanke auf einer Front von etwa 2 km Breite und die Eintiefung des Sojatals um 700 m unter den angezapften Carassinatalboden können unmöglich allein der quartären Erosion zugeschrieben werden.

Somit hat man sich die erste Phase der Anzapfung rein nach den Gesetzmäßigkeiten der rückschreitenden fluvialen Erosion zu erklären, was allerdings nur schematisch möglich ist. Der Vorgang könnte sich ungefähr folgendermaßen abgespielt haben:

1. Rückschreitende Erosion des Sojabachs längs der tektonischen Muldenzone.
2. Angriff auf die westliche Wasserscheide des Val Carassina zwischen C. di Bresciana und C. di Gana Bianca.
3. Schleifung der Wasserscheide an ihrer lithologisch bedingten Schwächezone und Ablenkung des obersten Carassinabachs.
4. Vertiefung der Anzapfungskerbe und Rückverlegung ihres Erosionsscheitels quer durch den flachen Carassinatalboden gegen die Brescianahochfläche hinauf.

Unter der Voraussetzung, daß die Anzapfung präglazial ungefähr dieses Stadium erreicht hatte, standen zu Beginn der Eiszeit dem vorrückenden Brescianagletscher zwei Wege offen. Ein Arm konnte die fluviatil vorgezeichnete Anzapfungskerbe ins Val Soja hinunter benutzen, der andere folgte, nach N umbiegend, noch dem Carassinatal. Mit dem Anschwellen der Gletscher flossen aber immer mächtigere Eismassen des Carassinaarmes seitlich über die bereits erniedrigten, jedoch noch nicht völlig zerstörten Abschnitte der Wasserscheide dem Val Soja zu. Dadurch wurde das Längsprofil des Sojatal in verstärktem Maße glazial überarbeitet. Für die Weiterentwicklung der Anzapfung war dabei von besonderer Bedeutung, daß die Anzapfungsteile eine Verschärfung und die Talsohle an ihrem Fuß eine beckenförmige Austiefung erfuhr. Bei Gletscherrückzug setzte an der Stufe teilweise wieder fluviatile Zerschneidung ein. Diese Vorgänge wiederholten sich mit jeder neuen Glazial- und Interglazialzeit, wobei ihre Wirkung durch die zunehmende Reliefenergie des Val Soja und die Verbreiterung der Anzapfungsbresche gesteigert wurde.

Fluviatile und glaziale Erosion scheinen nicht auf der ganzen Breite der Anzapfungsfront im gleichen Verhältnis gewirkt zu haben. Nach morphologischen Gesichtspunkten lassen sich deutlich zwei Sektoren unterscheiden.

1. Das tiefe, enge Felstobel, welches sich zwischen P. Forca und P. 2170 nach E gegen P. 2583 hinauf erstreckt. Hier war, vorgezeichnet durch den Verlauf der Triaszone, die präglazial-fluviale Kerbe angelegt worden. Auch während des Quartärs konzentrierte sich die fluviale Erosion auf diese Rinne, vertiefte sie und verschob ihren Scheitel längs einer Bruchzone (vgl. Seite 28) gegen P. 2583 hin. Das Eis des darin gegen Val Soja abfließenden Arms des Brescianagletschers hinterließ fast keine Spuren. Das rezente Bett des Brescianagletschers bricht hoch über dem Boden des Tobels an der nördlichen Seitenwand unvermittelt ab. Dagegen müssen Verwitterung und Wandausbrüche eine große Wirkung gehabt haben.
2. Die Wandstufe nördlich des Felstobels, zwischen P. 2170 und P. 2012. Über ihr ist noch ein Rest des Carassinatalbodens als etwa 500 m langes und 150 m breites Band erhalten. Meiner Ansicht nach stellt dieser Abschnitt die quartäre Verbreiterung der Anzapfung dar. Der nur wenige Meter tiefe Bacheinschnitt an der Oberkante der Wandstufe ist sicher erst postglazial entstanden. Sonst zeigt der ganze Sektor keine Anzeichen von fluvialer Erosion. Andererseits kann aber die Zerstörung der Wasserscheide zwischen dem Carassinatal und dem Sojatal auch nicht der abschleifenden Wirkung des darüber hinaus fließenden Eises zugeschrieben werden. Sie erfolgte zur Hauptsache durch Wandverwitterung vom Val Soja her. Dabei dürften, wie die postglaziale Bergsturzablagerung bei Airale zeigt, auch Felsausbrüche größeren Ausmaßes eine wichtige Rolle gespielt haben.

2. Beispiele rezenter Wasserscheidenverlegungen

Es sei hier nur auf zwei Stellen hingewiesen, wo die Entwässerung des Brescianagebietes in jüngster Zeit eine Veränderung erfuhr. So unbedeutend sie im Vergleich zu den früheren Verlegungen sind, scheinen sie mir doch aus zwei Gründen erwähnenswert. Einmal sind die Formen noch so frisch, daß sie das naturnaheste Bild der wirklichen Vorgänge zu geben vermögen. Zudem zeigt sich an ihnen, wie oft ganz geringfügige Anlässe die Entwicklung in bestimmten Stadien entscheidend beeinflussen.

a) Von der Adulahütte CAS (P. 2012) zieht sich der bereits erwähnte Überrest des Carassinatalbodens etwa 500 m weit nach S hin. Auf seiner Westseite, an der Kante des Absturzes gegen Val Soja, sind noch vereinzelte Rudimente der alten Wasserscheide in Form von wenig Meter hohen, überschliffenen Felsbuckeln vorhanden. Auf Grund von Aufschlüssen muß man annehmen, daß die Felssohle des Talbodenrestes mit schwachem Gefälle gegen das Val Carassina verläuft. Unmittelbar postglazial sammelte sich darauf, wie in einer Dachrinne, das vom Osthang herunterfließende Schmelzwasser und floß noch ins Val Carassina ab. In der Folge schotterten aber die Gehängerinnen von La Negra und vor allem der Bach, der dem rezenten nördlichen Arm des Brescianagletschers entspringt, die Sammelrinne so hoch mit verschwemmtem Moränenmaterial auf, daß ihr kaum überhöhter Westrand stellenweise

Blick von der C. di Bresciana nach SE auf das Anzapfungsgebiet.

Im Vordergrund links über der dunklen Wandstufe der angeschnittene Rest des Carassinatalbodens, der hinten durch die niedrige Felskuppe P. 2170 abgeschlossen wird. Dahinter das Tobel des Sojabachs, das sich nach links in die Brescianahochfläche hin auf erstreckt. Im Hintergrund rechts der Sasso di Casseo, in der Mitte der Uomo di Sasso.



Blick von S (P. 2430) auf den angeschnittenen Carassinatalboden.

Links davon die Wandstufe gegen Val Soja. Im Vordergrund rechts die Nordwand des Tobels, darüber der Anstieg zur Brescianahochfläche.



eingedeckt wurde und nun den Wasserabfluß gegen Val Soja nicht mehr verhindern konnte. Dadurch hat das Sojatal schlagartig einen Gebietszuwachs von etwa 1,2 km² erhalten. Bemerkenswert ist, daß die Bachablenkung nicht durch Anzapfung von unten, sondern durch Aufschotterung von oben her erfolgte. Die Abflußverhältnisse auf dem Schwemmkegel des Gletscherbaches sind nach wie vor sehr

labil. Von den zwei Haupttrinnen fließt die eine ins Carassinatal, die andere ins Sojatal ab. In 2180 m Höhe sind diese beiden parallelen Bachläufe nur durch einen ca. 8 m breiten Schuttwall getrennt, den sie von beiden Seiten her bereits stark angefressen haben. Es bedürfte nur ganz geringer Veränderungen, wie sie sich bei jedem Hochwasser einstellen können, um neue Laufverlegungen zu bewirken.

b) Beim Passo del Laghetto, auf der Wasserscheide zwischen Val Soja und Val Malvaglia, ist in die Brescianahochfläche eine sekundäre Karmulde von etwa 10 ha Fläche eingetieft, die einen kleinen See enthält. Wie aus Blatt 504 des topographischen Atlases hervorgeht und ein kleiner, rezenter Seitenmoränenwall bestätigt, wurde diese Mulde noch während des Gletscherhochstandes im letzten Jahrhundert vom Eis in Richtung Val Soja überflossen. Der Gletscherrand folgte damals weitgehend der Kante, an welcher das Brescianagebiet seitlich gegen das Val Malvaglia abstürzt. In dieser Wandstufe bildete sich einer kluftbedingten Schwächezone entlang ein Verwitterungscouloir, das sich bis in die Karnische des Laghetto hineinraß. Seit die Nische eisfrei ist, entwässert sich nun der Karsee durch dieses Couloir ins Val Malvaglia. Die Verlegung der Wasserscheide ist hier somit eine Folge der verschiedenen Abflußrichtungen von Wasser und Eis. Die jüngste Entwicklung ist hier zugunsten des Val Malvaglia verlaufen. Knapp 300 m südwestlich dieser Stelle greift aber andererseits das Val Soja mit seinem Felstobel bei P. 2583 das oberste Val Malvaglia von der Seite her an.

Diese Beispiele zeigen, wie verzahnt die Einzugsgebiete von Orino, Soja- und Carassinabach heute im Brescianagebiet ineinandergreifen. Ähnliche Verhältnisse bestanden sehr wahrscheinlich auch in früheren Stadien der Wasserscheidenkämpfe, und geringfügige Veränderungen der Oberfläche oder klimatisch bedingte Abflußänderungen mögen auch damals oft den letzten Anstoß zur Verlegung der Wasserscheide gegeben haben. Sie lassen sich aber meist nachträglich nicht mehr feststellen und in allen Fällen, wo sie sich nicht nach vorstellbaren Gesetzmäßigkeiten entwickelten, nicht einmal vermuten. Von hier aus gesehen, scheint es mir am Platz, noch einmal auf den Schematismus unserer Rekonstruktionsversuche der pliocänen und quartären Wasserscheidenverlegungen hinzuweisen.



Blick vom P. Forca auf den obern Teil des Brescianagebietes. Rechts die Südwestwand des Rheinwaldhorns, die gegen das Val Malvaglia abstürzt. In der Mitte, direkt unter der Zunge des Brescianagletschers, die zum Teil durch einen Felszahn verdeckte Mulde des Laghetto. Das Eis floß aus ihr über das niedrige Felsband nach links gegen Val Soja ab. Seit sie eisfrei ist, entwässert sie sich hinter dem Felszahn ins Val Malvaglia. Im Schatten das Tobel des Sojabachs. Links der Abbruch des rezenten Brescianagletscherbettes über dem Tobel; am Horizont das Grauhorn.

IV. Postglaziale Abtragungsvorgänge

Im Zusammenhang mit glazialer Erosion sind die Hangböschungen von Gräten, welche Karflächen umschließen, versteilt worden. Das hat allgemein fördernd auf den Steinschlag und die Entstehung von Massenbewegungen, die beiden auffallendsten postglazialen Abtragungsvorgänge in der Gratregion, gewirkt. Als Vorstadien von Sackungen und Bergstürzen treten in unserem Gebiet verschiedentlich Doppelgratbildungen auf.

1. Doppel- und Reihengräte

Durch hangparallel verlaufende Muldentälchen knapp unterhalb einer Gratschneide oder an den Außenrändern eines Bergrückens entstehen zwei oder mehrere parallele Kammlinien. Solche Erscheinungen sind in der morphologischen Literatur mehrfach beschrieben worden und haben zu den verschiedensten Entstehungstheorien geführt (2, 41, 69, 82). In unserem Gebiet findet man sie an einzelnen Gratabschnitten des mittleren und des untersten Stockwerkes.

a) Val Pontirone

Hier treten an der Wasserscheide gegen das Val Calanca, zwischen P. delle Streghe und Mottone, beidseits des Passo di Giumella die wohl schönsten Reihengratbildungen des ganzen Gebietes auf. Der Grat besteht zur Hauptsache aus Para- und Mischgneisen, die bei N-S Streichen allgemein mit 25°–30° gegen E einfallen; stellenweise ist ihre Lagerung auch wesentlich flacher.

Am Südfuß des P. delle Streghe beginnt die Gratverdoppelung auf Kote 2600 und erstreckt sich dann etwa 500 m weit bis zu Kote 2400, wo sie an einem Felsband abbricht, das den Grat Richtung N 60° W schräg schneidet.

Die beiden Kammlinien besitzen einen Abstand von rund 100 m. Das den Grat aufspaltende Muldentälchen verläuft in Richtung N 10° W. Es ist vollständig trocken und am Grund meist von groben Trümmern bedeckt. Die Tiefe beträgt etwa 30 m. Sämtliche Rinnen und Felsrippen des Westhanges setzen sich über die westliche Kammlinie und quer durch das Muldentälchen fort bis auf die östliche Kammlinie, wo sie abbrechen. Das beweist, daß der ursprünglich geschlossene Grat durch Absetzung gegen E zerrissen worden ist. Die Bewegung hat wahrscheinlich auf den Schichtflächen stattgefunden. Die Zerreißung ist längs den N-S streichenden Längsklüften erfolgt, welche die östliche Kammlinie stellenweise vollständig zerhacken und dann in ganz spitzem Winkel ins Muldentälchen einlaufen. Die ganze Anlage des Doppelgrates ist somit eindeutig kluft- und lagerungsbedingt.

Im weiteren Verlauf gegen den Passo di Giumella verdoppelt sich der Grat nur noch dort, wo er genau in der N-S Streichrichtung liegt, nämlich westlich und nordwestlich von P. 2375.2 und am Gratende nordwestlich des Passes. Überall liegt das Muldentälchen an der Westseite der höhern Kammlinie.

Von den beiden Gratflanken weist die östliche allgemein die stärkere Felszerrüttung auf. Nördlich und südlich von P. 2543 sowie bei P. 2375.2 sind größere Partien aus der östlichen Kammlinie ausgebrochen und als Felsstürze auf die Pianoni im Calancatal abgefahren. Seiffert (98) hat die Stirnwülste ihrer Ablagerungsgebiete als Lokalmoränen kartiert. Ihre Formen, ihr Material und die Beziehung zu den deutlich sichtbaren Ausbruchsnischen charakterisieren sie aber eindeutig als Bergsturzmassen.

Südlich des Passo di Giumello setzt die Grataufspaltung noch stärker ein. An der Westflanke des P. di Giumello treten übereinander zwei, oft sogar drei Muldentälchen auf.

Das unterste Muldentälchen beginnt in 2360 m Höhe am nordwestlichen Ausläufer des P. di Giumella und fällt in seinem Verlauf gegen S an zwei, die westliche Bergflanke durchschneidenden Felsbändern stufenweise bis auf 2230 m bei der Butta di Vedrin ab. Von hier aus folgt es als Mulde im Karboden dem westlichen Fuß des zinnenartigen Felsgrates, quert ihn an einer sehr stark zerrütteten Stelle westlich P. 2243 und verliert sich auf der Ostseite im Schutthang unter dem Mottone.

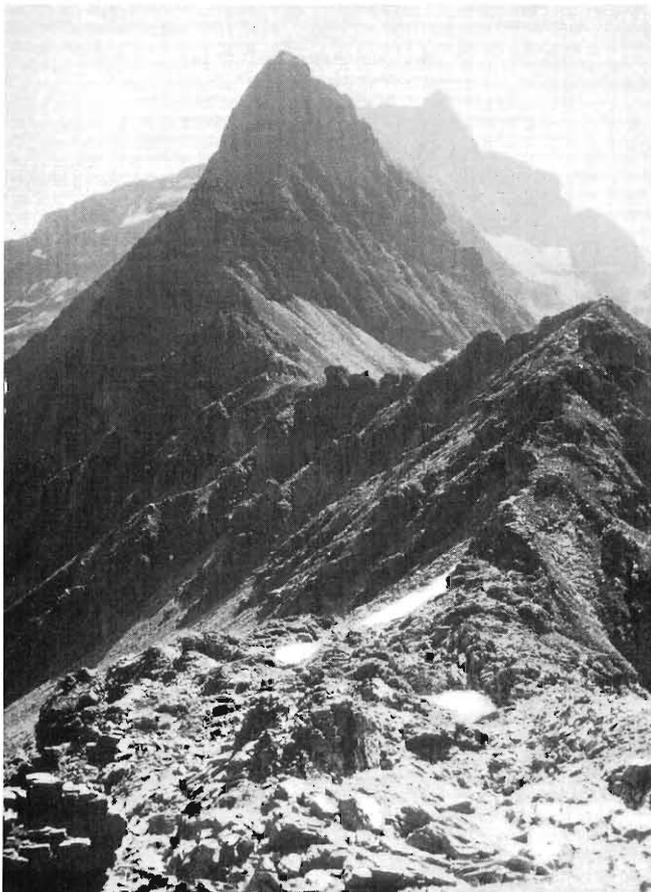
Etwa 300 m südwestlich des P. di Giumella zweigt aus dem untersten Muldentälchen ein kleineres ab, das zuerst im SW-Streichen der Scherklüfte hangaufwärts verläuft, dann in die N-S-Richtung der Längsklüfte umbiegt, bei der Butta di Vedrin den Grat schneidet und sich noch 500 m weit durch die Ostflanke hinzieht. Das oberste Muldentälchen liegt knapp unterhalb der Hauptgradschneide, nördlich der Butta di Vedrin auf der Westflanke und südlich davon auf der Ostflanke. Alle drei Muldentälchen sind in ihrem Verlauf an die Längsklüftung, untergeordnet auch an Diagonalklüftung gebunden, das unterste scheint in einer Bruchzone zu liegen. Möglicherweise besteht ein Zusammenhang mit jungen Verwerfungen.

Im Zusammenhang mit der Grataufspaltung tritt an den Flanken starke Felszerrüttung auf. Westlich des P. di Giumella findet man in der Diagonalklufttrichtung bis zu 5 m tiefe Zerrspalten, die



Blick von N auf die Doppelgräte beidseits des Passo di Giumello. Im Vordergrund links der südliche Gratausläufer des P. delle Streghe; in der Mitte der P. di Giumello, dahinter die Gratrinne südlich der Butta di Vedrin mit einem schwach erkennbaren Muldentälchen auf der Ostflanke.

hangabwärts immer stärker auseinanderklaffen. Felsstürze haben sich aber nicht ereignet. In den Muldentälchen selber ist die bergwärtige Flanke weniger steil als die äußere, aber doch deutlich steiler als die generelle Hangböschung. Der Muldenboden ist ein grobblockiges Trümmerfeld, das an den tiefsten Stellen noch anfangs August Schneeflecken aufweist. Zwischen dem P. di Giumella und dem Gipfel



Blick von W auf den Torr. della Motta. Im Vordergrund die aufgelöste Gratpartie. Deutliche, fast senkrechte Querklüftung an den verschiedenen Felsrippen. Im Hintergrund der Torr. Alto.

unmittelbar nördlich der Butta di Vedrin ist auch der östliche Grathang in Bewegung. Viele Anrißbogen zeigen, daß die Flanke sich bis auf 2400 m hinauf in einzelne Schuppen auflöst, die auf den Schichtflächen langsam abrutschen.

Eine andere Gratzerreißung befindet sich auf der südlichen Wasserscheide des Val Scengio, westlich des Torr. della Motta, zwischen P. 2542 und P. 2503. Der in seiner Längsrichtung aufgespaltene Gratabschnitt gehört zur Abrißzone einer aktiven Sackung, die den Nordhang ergriffen hat. Die Zerrüttung erfolgt zur Hauptsache längs den E-W streichenden Querklüften.

b) Val Malvaglia

Reihengratbildungen weist der östliche Ausläufer der C. di Piancabella auf. Er besteht aus den stark schiefrigen, dunklen Biotitgneisen der Simanodecke, die hier generell N 10° E streichen und mit etwa 30° nach E einfallen.

Im obersten Abschnitt, unmittelbar östlich des Gipfels P. 2670.5, ist der scharfe Felsgrat längs steiler E-W streichender Klüfte auf eine Strecke von rund 350 m zerrissen. Die Auflockerung beschränkt sich auf die Nordflanke. Starke mechanische Verwitterung hat die Zerrüttung oberflächlich so stark gefördert, daß der Hang vollständig von Schuttwülsten bedeckt ist, die gegen die Karmulde P. 2484 hin immer mächtiger werden.

Östlich der Kote 2560 geht der Grat in einen sanften Rücken über, der, nach SE umbiegend, zu P. 2313 verläuft. Durch die Richtungsänderung nähert sich die nordöstliche Flanke der Isoklinallage. In diesem Abschnitt ist der Rücken so vollständig in Reihengräte aufgelöst, daß keine durchgehende Scheitellinie mehr besteht.



Blick von NW auf den Reihengrat. Rechts außen P. 2313.

Das Einfallen der Gneise spiegelt sich auch im asymmetrischen Querschnitt der Muldentälchen wider. Übereinstimmung zwischen ihrer Richtung und der Klüftung läßt sich aber nur auf kurze Strecken an vereinzelt, einigermaßen kompakten Felsschollen feststellen. Im großen gesehen, verlaufen die Mulden ungefähr parallel zur Gratrichtung, allerdings unter sich in leichten Girlanden konvergierend und divergierend und einander ablösend.



Verlauf einzelner Muldentälchen

Ungestört läuft nur die einzige auf der Schichtkopfseite vorhandene Mulde bis zum P. 2313 durch.

Die Ursache der Gratauflösung liegt auch hier in langsamer Felsbewegung. Die auf der nordöstlichen Rückenwölbung auftretenden Muldentälchen bilden die Abrißzone der chronischen Felsrutschung, die den ganzen Hang gegen Alpe Luzzone zu ergriffen hat.

Auf der geologischen Karte sind die Reihengräte fälschlicherweise als Moränenwälle eingezeichnet.

c) Val Carassina

Zwei kurze Nebengräte auf der östlichen Talseite weisen Doppelgratbildung auf.

Der eine erstreckt sich an der südlichen Umrahmung des Forneikars von P. 2780 etwa 150 m ostwärts. Er liegt im Streichen der hier mit 20° nach N einfallenden Schichten. Felsrutschung gegen das Forneikar hin ist wahrscheinlich, kann aber wegen der starken Schuttbedeckung nicht direkt nachgewiesen werden.

Der andere Doppelgrat verläuft von La Stanga nach E. Er folgt ebenfalls dem Schichtstreichen. Sein Muldentälchen gehört zur Abrißzone eines kleinen Bergsturzes, dessen Trümmernmassen am Nordfuß des Grates lagern.

d) Zusammenfassung

Die in unserem Gebiet vorkommenden Doppel- und Reihengräte stehen überall in engem Zusammenhang mit der Klufftektonik. Die Auflockerung ist in einzelnen Fällen, besonders an der östlichen Wasserscheide des Val Pontirone, sehr tiefgründig.

Eindeutige Beziehungen zu Hangexposition oder Hauptwindrichtung können nicht nachgewiesen werden (vgl. Lit. 69). Muldentälchen treten an Luv- und Leeseiten und in allen Expositionen auf. Ausräumung durch Wasser spielt höchstens eine untergeordnete Rolle; eine gewisse Wirksamkeit bei der Ausgestaltung der Mulden scheint dagegen die Nivation zu besitzen.

In den meisten Fällen können an einer oder beiden Flanken des Grates Massenbewegungen nachgewiesen werden. Die Muldentälchen stellen somit kluffbedingte Hang- und Graterreißungslinien dar.

2. Bergstürze und Sackungen

In diesem Kapitel kommen nur die Massenbewegungen zur Sprache, die sich auf die Gratregion beschränken. In fast allen Fällen erfolgte die Ablagerung auf Hochverflachungen. Die großen, bis zu den Talböden hinunterreichenden Felsbewegungen werden im Abschnitt über das Talgehänge besprochen.

Unberücksichtigt bleiben die kleinen Felsstürze, deren Ablagerungen oft kaum von Gehängeschutt zu trennen sind.

a) Val Carassina

Nordwestlich des *Grauhorns*, am untern Ende des Hängegletschers, liegt in 2700–2780 m Höhe eine unklar begrenzte Schuttmasse, von etwa 100000 m³ Inhalt, die sich durch die Größe ihrer Blöcke deutlich vom viel feineren Moränenmaterial unterscheidet. Sie stellt vermutlich eine rezente, vom Gletscher verschleppte Bergsturzaablagerung dar. Der Ausbruch muß am unbenannten Gipfel nördlich des *Grauhorns* erfolgt sein.

b) Val Malvaglia

Am Ostfuß des *C. di Gana Bianca*-Nordgrates liegt in der Karmulde unter P. 2707 ein kleiner, aktiver Blockstrom, der an einer älteren, unregelmäßig geformten Trümmeranhäufung stirnt. Von dieser sehr grobblockigen Schuttmasse ziehen sich zwei seitlich unscharf begrenzte Trümmerstreifen von zusammen etwa 200 m Breite bis an die Wallmoräne in 2400 m hinunter. Die Herkunft dieser Schuttmasse ist nicht leicht zu erklären. Feinmaterial und Fließstrukturen, wie sie an Blockströmen auftreten, fehlen ihr. Von Moränen unterscheidet sie sich deutlich durch die Größe ihrer Trümmer, von normalen Bergsturzablagerungen durch die außergewöhnliche Form. So bleibt schließlich noch die Annahme, es handle sich bei ihr um eine von P. 2707 auf den stadialen Gletscher abgefahrene Bergsturzmasse, die dann bis ans Gletscherende verschleppt worden sei. Ihr Inhalt beträgt schätzungsweise 400 000 m³.

Östlich des P. di Scieru ist der Südhang des Grates auf eine Breite von mindestens 600 m versackt. Durch den Abriß ist eine 40–60 m hohe, wie mit dem Spaten gestochene Felswand entstanden, die im Streichen der E-W streichenden Klüftung liegt. Unter ihr ragen aus grobem Blockschutt vereinzelt, sehr stark zerrüttete Felspartien hervor. Der Hangfuß besteht aus einer zusammenhängenden Schuttalpe. Ihre höheren Partien sind zum Teil spärlich bewachsen; gegen unten wird sie bei zunehmender Blockgröße vollständig kahl. Die Sackung scheint nach kurzer Bewegung, deren vertikales Ausmaß ungefähr der Höhe der Abrißwand entspricht, zum Stillstand gekommen zu sein.

Auf *Alpe Campione*, im Talschluß des Val Madra, liegt oberhalb und westlich der Hütten die Trümmermasse eines kleinen Bergsturzes, der am Gipfel P. 2327 losgebrochen ist.

Am südlichen Ausläufer der *C. di Piancabella* ist der Hang von P. 2387 an bis gegen Alpe di Prato hinunter versackt. Der Anriß wird durch eine ausgeprägte Nackenfurche gekennzeichnet, die den Grat in SE-Richtung quert. Hangabwärts tritt Fels nur noch in kleinen, stark aufgelockerten Bändchen auf; dazwischen liegen Blockschwärme und grobe Trümmerfelder. Die seitliche Begrenzung wird durch Gehängerrinnen gebildet. Am Sackungsfuß liegen stellenweise mächtige Blockhaufen, dazwischen Schuttwälste mit deutlichen Fließformen. Es sind sicher keine Lokalmoränen, wie Jenny (Geol. Karte) angenommen hat. N-S gerichtete Muldentälchen westlich der Hütten von Alpe di Prato stehen möglicherweise schon mit den Nackentälchen Cassina/Dagro, die zum Bergsturz von Ludiano gehören, in Beziehung.

c) Val Pontirone

Auf der Westseite des Vedrin ist hinter Alpe Pradascio eine dreieckförmige Felsmasse auf den Schichtflächen abgerutscht. Ihre Basis mißt etwa 0,9 km, die Höhe 0,8 km; daraus ergibt sich eine Fläche von rund 0,36 km². Die Bewegung beträgt maximal 120 m in der Horizontalen und 60 m in der Vertikalen.



Blick vom P. delle Streghe auf das Hochtälchen des Vedrin. Rechts die von Gehängerrinnen begrenzte, noch ziemlich kompakte Felsmasse, die durch ihre Bewegung den trogförmigen Querschnitt des Hochtälchens zerstört hat. Im Hintergrund P. di Termine (Mitte) und Torr. Alto (rechts).

D. DIE ZONE DER GROSSEN VERFLACHUNGEN

I. Charakteristik und Gliederung

Während das Talgehänge meist nur kleine Terrassen und Flachsporne, schmale Leisten und Schräg-
simse aufweist, breiten sich darüber oft weite Verflachungen bis an den Fuß der Gratregion aus.

Die Grenze zwischen diesen gegensätzlichen Höhenzonen fällt in den Talschlüssen mit dem unteren
Rand der Troglplatten und Trogschultern zusammen. Immer wieder wird einem hier der morphologi-
sche Formenwechsel zum Erlebnis, wenn man, aus den engen, felsumschlossenen Talkesseln auf steilem
Zickzackpfad ansteigend, plötzlich die ebenen Alpweiden der Troglplatten betritt, wo das Rauschen der
Wasser aus der Tiefe der Trogwand nur noch schwach herauftönt und der Blick sich öffnet auf Grat-
und Gipfelwelt.

Talauswärts werden die Reste der Trogschultern rasch schmal und abschüssig und brechen überall
kurz nach dem Trogschluß ab. Der Trogrand wird dann, wenn überhaupt erkennbar, nur noch durch
Kanten im Talgehänge gebildet, und die landschaftlich so klar hervortretende Untergrenze der Ver-
flachungen zieht rund 300 m über ihm hin.

An verschiedenen Stellen finden wir in den Talenden zwischen den Verflachungen, die den Trogrand
umsäumen, und den höher gelegenen eine wenig ausgeprägte Geländeverteilung von 100–300 m Höhe.
Durch sie scheint dann die Zone der großen Verflachungen in zwei Niveaus gegliedert (vgl. 75, Seite 11).
Wir bezeichnen die Flächen über solchen etwas steileren Partien allgemein als Hochverflachungen, die
darunterliegenden als Troglplatten und Trogschultern, oder zusammenfassend als Trograndverfla-
chungen. Wir verwenden diese Bezeichnungen anstelle der im Tessin gebräuchlichen System- oder Ni-
veaubenennungen, um uns nicht zum vornherein auf die mit den Systemnamen verknüpfte Talbildungs-
theorie festzulegen.

1. Die Hochverflachungen

Die in der folgenden Zusammenstellung enthaltenen Höhenzahlen geben den ungefähren unteren Rand
der Verflachungen an.

a) Val Carassina			
rechte Talseite:		linke Talseite:	
Forneikar	2360 m	Zusammenhängendes Verflachungsband ober-	
Sordakar	2340–2400 m	halb	2160–2200 m
Kar westl. Torr. di Nava	2220 m		
b) Val Soja			
Brescianagebiet	2400 m		
c) Val Malvaglia und Seitentäler			
rechte Talseite:		linke Talseite:	
Kar südlich Passo Laghetto	2400 m	Kar westlich La Löggia	2340 m
östlich P. Forca	2140–2180 m		
östlich C. di Gana Bianca	2360 m	über Carded	2340 m
nordöstlich C. di Gana Rossa	2280 m	Talschluß Valle di Giumello	r. 2300 m l. 2400 m
Hochtalkar westlich A. Scieru	2140 m		
Alpe Luzzone	2120 m	Talschluß Val Madra	Mitte 2340 m seitl. 2200 m
Alpe di Ciou	2000 m	Talschluß Val Combra	2300 m
Alpe di Prato	1980 m		
d) Val Pontirone und Nebentäler			
rechte Talseite:		linke Talseite:	
		Vedrin	2200 m
		Buglione (Val Scengio)	ca. 2000 m

		Alpe di Cava (Val Scengio)	1900 m (?)
Alpe di Biasagno (?)	2000 m	Alpe Albeglia	1980 m
		Alpe Airoldo	1900 m

Ein Vergleich der hier aufgezählten Verflachungen mit denen anderer Tessiner Täler zeigt, daß sie dem Pettanetto-Niveau Lautensachs und entsprechenden Bezeichnungen anderer Autoren gleichgestellt werden können (Basodino-Niveau von Reist und Scignan-Niveau von Seiffert).

2. Die Trograndverflachungen

a) Val Carassina

Da das Tal seines alten Talkopfes beraubt ist, fehlt der Trogschluß. In der Längsflucht betrachtet, zeigt es als Ganzes einen schönen trogförmigen Querschnitt; doch sind die Trogschultern nur an vereinzelt Stellen als Verflachungen ausgebildet. Auf der Westseite fehlen sie überhaupt; der Trogrand wird hier durch einen konvexen Knick in der Talflanke angegeben, über welchem das Gehänge mit abnehmender Steilheit allmählich in die Hochverflachungen übergeht. Auf der Ostseite finden wir in der ungefähren Trograndhöhe nur bei Karmündungen Verflachungen. Es sind aber nicht eigentliche Trogschultern, sondern die untersten Böden der gestuften Kare. Sie liegen durchschnittlich 150–250 m unter den Karbodenabschnitten, die zu den Hochverflachungen gezählt worden sind.

östlich Alpe Bresciana	über 2140–2200 m
östlich Alpe Cassimoi	über 2140–2200 m (Forneikar)
östlich Alpe Carassino	über 2100–2140 m (Sordakar)
östlich P. 1763	über 2000–2040 m
östlich Alpe Bolla	über 1960–2020 m (Torr. di Nava-Kar)



Blick von oberhalb Rif. Adula (P. 2393) nach NW auf den La Colma-Grat und die linksseitigen Hochverflachungen des Val Carassina. Trogschultern nur sehr undeutlich (Isoklinahang). Die tiefsten Verflachungen ungefähr in der Mitte des Tales gehören zur Sackung von Alpe Cassimoi. Im Hintergrund Piz Medel.

b) Val Soja

Es besitzt keine Trogform. Die Verflachung in 2060–2100 m südöstlich der Adulahütte CAS ist ein Rest des alten Carassinatalbodens und nicht die Trogplatte des Sojatals.

c) Val Malvaglia und seine Seitentäler

Seine Trogplatte wird durch die weiträumige Alpe di Quarnajo gebildet, die jedoch glazial beträchtlich übertieft ist. Der höchste Punkt des Riegels liegt in 2109 m, der Muldenboden unter der postglazialen Auffüllung in etwa 2000 m.



Blick von N auf die Trogplatte von A. di Quarnajo. Die Kante des Riegels besteht aus Triasquarzit, die Rundbuckel dahinter aus Dolomit. Das Sumpfgelände in der Mitte deutet auf ehemaliges Seelein hin. Rechts der schon interglazial angelegte Durchschnit des Orino. Dahinter der in Rutschung begriffene rechte Talhang. Im Vordergrund rechts die Stirne eines inaktiven Blockstroms.



Blick vom Sasso di Luzzone auf den Talschluß des Val Malvaglia.
Über der Trogplatte von Alpe di Quarnajo das kleine Kar südlich des Passo di Laghetto. Rechts ist die Schließgrenze deutlich sichtbar. Links im Vordergrund die Anrißzone der Felsrutschung am östlichen Ausläufer des P. di Scieru. Gipfel am Horizont von rechts nach links: Rheinwaldhorn, Grauhorn, La Negra, Sasso di Casseo.

Der Riegel ist zwischen A. di Quarnajo und A. di Pozzo von einer bis 150 m tiefen Kerbe durchschnitten, die in der Längsklufrichtung liegt. Sie muß schon interglazial angelegt worden sein. Wie Gehängeknicke an ihren Seitenwänden zeigen, ist sie postglazial hauptsächlich im untersten Abschnitt vertieft worden, und zwar bis um 40 m.

Die Gehängeversteilung zwischen der Trogplatte und den Hochverflachungen auf ihrer Westseite ist nur gering und uneinheitlich; gegen die beiden Kare am Südfuß der Adula ist sie jedoch als scharfe Felsstufe ausgebildet.

Trogschultern sind von der Trogplatte weg nur auf kurze Distanz angedeutet. Links reichen sie in etwa 2100 m Höhe knapp über Carded hinaus, wobei nicht sicher zu entscheiden ist, ob es sich nicht nur um eine Schliffkehle handelt. Rechts könnte man sie in den Verflachungen über Alpe di Pozzo zwischen 2040 m und 2200 m und südlich davon bei Alpe di Scieru in 2000 m vermuten. Weiter talauswärts fehlen sie ganz.

In den drei Seitentälern finden wir überall mehr oder weniger gut erhaltene Trogschlüsse; jedoch sind talauswärts nirgends auch nur Spuren von Trogschultern vorhanden.

Die schönste Trogplatte besitzt Valle di Giumello. Ihr unterer Rand liegt auf der Südseite, bei Alpe La Piotta, in 2060 m und auf der Nordseite, westlich Alpe di Giumello in 2040 m. Eine ungefähr 250 m hohe, etwas steilere Böschung, die sie von den Hochverflachungen trennt, ist nur an einzelnen Stellen vorhanden.

Im Val Madra wird die Trogplatte durch eine halbkreisförmige Verflachung von Alpe Campione (1980 m) bis nach Alpe Chiavasco (2040 m) gebildet. Sie liegt, wo eine Stufung im Gelände überhaupt vorhanden ist, 150–250 m unter den Hochverflachungen.

Im Val Combra sind nur die seitlichen Partien der Trogplatte erhalten. Sie liegen hinter Alpe Padella in 2060–2140 m und bei Alpe di Caldöz in 2040 m Höhe. Das Verbindungsstück dazwischen ist nur durch eine Gehängekante angedeutet.

In allen drei Tälern besteht zwischen Trogplatten und Hochverflachungen nur auf der rechten Tal-



Blick von der C. di Biasagno auf den Talschluß des Val Combra. Links die Trograndverflachung von A. di Caldöz, rechts, halb verdeckt, A. Padella. Deutliche Rippung der Hochverflachungen durch Schichtköpfe. Links das einer tektonischen Störungslinie folgende Hochtälchen unter dem Passo Remolasco. Gipfel von links nach rechts: Grat des P. di Caldöz, Fil di Remia, P. delle Streghe.

seite eine deutliche Steilböschung, auf der linken steigt das Gelände fast gleichmäßig bis an den Fuß der Gratregion an. Diese Asymmetrie liegt zum Teil in der Gesteinslagerung, hauptsächlich aber im expositionsbedingten Unterschied der beidseitigen Hochflächenvergletscherung begründet.



Der Hochtrog im Vedrin. Die Trogform ist im unteren Abschnitt durch Felsrutschung an der westlichen Flanke zerstört worden.



Der Schluß des Hochtroges. Links folgt der Kante ein Moränenwall. Rechts im Vordergrund Felsrutschung. Im Hintergrund die Butta di Vedrin. Davor, nur schwach erkennbar, die Krette des einer Bruchzone folgenden Doppelgrates (vgl. Seite 39).

d) Val Pontirone und Val Scengio

Über dem imposanten Trogschluß hinter Alpe di Legiuno liegt in etwa 1800 m die Trogplatte von Alpe di Giumella. Von ihr aus zieht sich nach S ein 100–200 m tiefes, teils kerb-, teils trogförmiges Hochtälchen ungefähr 1,5 km weit in die sanft ansteigende Hochverflachung des Vedrins hinein.

Gegen den Passo di Giumella hin ist der Trogschluß durch eine steile Wildbachrunse zerschnitten. Im N, am Südhang des P. delle Streghe, tritt an Stelle der Trogschulter nur eine Gehängekante in etwa 1800 m Höhe auf.

Talauswärts fehlen Trograndverflachungen oder -kanten bis in die Gegend von Sciresa, unterhalb der Sackung von Fontana.

Der Trogschluß von Val Scengio ist weniger einheitlich geformt als der des Val Pontirone. Beim Buglionekar reichen die untersten Lappen der stark zerschlissenen und verhältnismäßig steilen Trogplatte bis auf 1800 m hinab. Nach oben gehen sie ohne klare Geländeversteilung in die Hochverflachungen über.



Blick von Alpe di Cava auf die nördliche Hälfte des Buglionekars. Überschliffene Schichtkopf-Rippen gliedern die Hochverflachung. Links die Trogschulter von Partigher (etwa 1750 m); darüber, in etwa 2100 m, die Schlifffrenze. In der Mitte die Senda del Bò, die ins Vedrin hinüber führt.

Bei Alpe di Cava könnte eventuell die Verflachung bei P. 1765 als Trogplatte betrachtet werden; sie liegt aber im Grenzbereich einer ausgedehnten in Sackung begriffenen Hangzone.

II. Talgeschichtliche Bedeutung der Verflachungszone

1. Grundsätzliches

Nachdem Lautensach (52) aus den Hochverflachungen und den Gehängeverflachungen der großen Tessiner Täler drei aufeinanderfolgende, durch diskontinuierliche Gebirgshebung entstandene Eintiefungssysteme rekonstruiert hatte, schien es, als ob die Talgeschichte des Sopraceneri in großen Zügen geklärt sei und nur noch der feinem Ausarbeitung und der Ergänzung in einzelnen Gebieten bedürfe. 1946 hat dann Annaheim (8) das ganze Gebiet des Tessins auf Grund neuerer Detailuntersuchungen neu bearbeitet. Dabei wurde die auf Gehängeverflachungen und Taltreppen basierende Talbildungs-

theorie wesentlich verfeinert und ausgebaut, einerseits durch konsequenten Einbezug aller in Frage kommenden morphologischen Formen von der Gipfflur bis hinunter zu den rezenten Talsohlen (8, Seite 110), andererseits durch Korrelation mit Untersuchungsergebnissen aus andern Alpengebieten (8, Seite 115ff.).

Trotzdem ist die Kritik an dieser Theorie nicht verstummt; sie hat vielmehr gerade in der starken Differenzierung und Erweiterung des Lehrgebäudes erst eigentlich richtige Angriffspunkte gefunden. Zu den grundsätzlichen Kritiken gehören wohl die analytischen Untersuchungen von Gerber (28 und 29), die sich mit dem Entstehen und der Umwandlung von Talböden und Talstufen befassen und bis zu allgemeinen Problemen naturwissenschaftlichen Erkennens vordringen.

Gerber untersucht zunächst die ganze Vielfalt von Vorgängen und Einflüssen, die an der Entwicklung von Steilen und Terrassen beteiligt sein können, und kommt dadurch zum Schluß, daß es sehr oft schwierig, wenn nicht unmöglich ist, aus den heutigen morphologischen Formen den qualitativen und quantitativen Einfluß der einzelnen, besonders der frühesten Gestaltungsfaktoren zu erkennen. Es muß also nach seiner Ansicht sehr schwer halten, in einem bestimmten Gebiet eine genügende Anzahl Gehängeverflachungen als «echte» Reste alter Talböden zu bestimmen, oder aus den verschiedenen Talstufen die Systemsteilen herauszufinden. Im weitem befaßt sich Gerber mit den Schwächen der oft allzu schematisch angewendeten Steilenwanderungstheorie, mit der Gefahr der Willkür bei der Rekonstruktion ganzer Talbodensysteme und mit der Fragwürdigkeit der Altersdatierung. Die Grundidee, daß Gehängeverflachungen durch fluviale Zerschneidung von Talböden entstehen können, ficht er nicht an; doch wendet er sich dagegen, daß darauf unter oft rein schematischer Verwendung der morphologischen Formelemente ein theoretisches Gebäude errichtet wird, das die Tragfähigkeit der Fundamente bei weitem übersteigt und sich kaum durch konkrete Ergebnisse verwandter Wissenschaften, zum Beispiel der Geologie, stützen läßt.

Gerber steht mit seiner Kritik nicht allein. Louis (56, 57), Lehmann (54), Jäckli (43, 45) u. a. bezweifeln auf Grund stichhaltiger Argumente in mehr oder weniger allgemeiner Form ebenfalls die Erkennbarkeit von Krustenbewegungen aus den alpinen Oberflächenformen. Diese Sachlage erfordert eine erneute kritische Prüfung der Talbildungstheorie und der ihr zugrunde liegenden morphologischen Formen.

2. Die Hochverflachungen

Sie treten besonders ausgedehnt gegen die Talschlüsse hin auf und liegen überall in mehr oder weniger konstanter Höhe. Die quartären Abtragungsvorgänge sind auf ihnen weitgehend unabhängig von der Erosionsleistung des Talgewässers; die Erniedrigung ist, abgesehen von Stellen beträchtlicher Glazialerosion, verhältnismäßig gering. Deshalb darf man sie gesamthaft, unter Vorbehalt von lokal ungleich starker Umgestaltung, als Reste eines alten Reliefs betrachten, das durch nachfolgende verstärkte Taleintiefung zerschnitten, aber nicht ganz aufgezehrt worden ist.

Nun steigt dieses Relief durchaus nicht unter gleichmäßigem Böschungswinkel gegen den Fuß der Gratregion hin an. Durch mehr oder weniger deutliche Stufung treten im Brescianagebiet, im obern Val Malvaglia unter P. Baretino und in den Talschlüssen von Valle di Giumello, Val Madra und Val Combra über 2600 m wiederum Flachpartien hervor. Zu ihnen müßte man höhenmäßig auch das isolierte Kar zwischen Fil Rosso und C. dei Cogn zählen. Ob aber diese obersten Verflachungen Reste eines noch älteren Systems darstellen, das etwa Witschis Primärrelief (95) entsprechen würde, kann kaum entschieden werden. Eine solche Unterteilung der Hochverflachungen in zwei verschieden alte Niveaus ist meines Erachtens auch gar nicht nötig. Die Hochverflachungen stellen ja nicht, wie die Talhangverflachungen, Reste von eigentlichen Talböden dar, die an eine eng begrenzte Niveaulage mit talauswärts stetigem Gefälle gebunden sein müssen; sie sind vielmehr als flächige Reste einer Altlandschaft von gewisser Reliefenergie aufzufassen, welcher ohne weiteres Verflachungen verschiedener Höhenlage angehört haben können. Steilere Partien zwischen ihnen können schon in diesem Altrelief vorhanden gewesen oder aber durch nachträgliche, unterschiedliche Erosionsbedingungen, wie sie zum Beispiel in Glazialzeiten herrschten, entstanden sein. Eine exakte Vorstellung vom ursprünglichen Zustand des Hochverflachungsreliefs läßt sich deshalb nicht mehr gewinnen.

Ebenso unsicher ist die Altersbestimmung. Annaheim (8, Seite 79) nimmt frühpliocänes, Jäckli (45, Seite 12) spätpliocänes Alter an. Unser Gebiet gibt keine Möglichkeit, die eine oder andere Auffassung zu bestätigen oder abzulehnen.

Hingegen erlaubt die Lagebeziehung der Hochverflachungen in den verschiedenen Tälern, gewisse Schlüsse hinsichtlich der Entwässerung jenes Reliefs zu ziehen. Val Carassina muß damals bereits dem

südlichen Gewässernetz angehört haben, denn die untern Partien seiner Hochverflachungen liegen tiefer als die für eine Nordentwässerung in Frage kommende Senke von Alpe Motterascio im Val Luzzone. Andererseits sind die beiden seitlichen Anzapfungen des Val Carassina bei Compieto und beim Val Soja erst später erfolgt. Das Hochverflachungsband auf der linken Talseite bricht an den Anzapfstellen unvermittelt ab; die Ablenkungsstrecken selber weisen keine analogen Reste auf. Val Carassina muß sich also in diesem Stadium über den Paß Muaz gegen Campo hin entwässert haben.

Nicht zu entscheiden ist, welchem Talgebiet die pleistocän stark umgestaltete Bresciana-Hochverflachung zu jener Zeit angehört hat. In Höhe und Gefällsrichtung ließe sie sich gut über das heutige Felstobel des Val Soja weg mit der Hochverflachungszone des obersten westlichen Val Malvaglia in Beziehung bringen. Jedoch fehlen die zur Bestätigung einer solchen Annahme nötigen Reste einer Wasserscheide zwischen dem Brescianagebiet und dem Val Carassina.

3. Die Trograndverflachungen

Die ganze tiefe Durchtalung, welche das Hochverflachungsrelief erfahren hat, ist eine Folge der starken nachträglichen Gebirgshebung (vgl. 22, 79, 80). Dabei ist anzunehmen, daß sich die Reliefverteilung und die Gefällsverlagerung im Längsprofil der Flüsse schon vor der einsetzenden Vergletscherung bis weit ins Alpeninnere ausgewirkt hat.

Nach Lautensach (52), Annaheim (8) u. a. ist diese Taleintiefung in einzelnen Phasen, entsprechend der Gebirgshebung, erfolgt. Die Troglatten gelten allgemein als noch erhaltene «Vollformen» und die Trogschultern als die dazugehörenden Systemreste des sogenannten Bedrettobodens, welcher (nach Annaheim in vormittelplocäner Zeit) in das Hochverflachungsrelief eingetieft und seinerseits durch die nachfolgende Sobrio-Phase (Annaheim: Purasystem) wiederum bis an die Trogschlußsteile zerschnitten wurde.

Vergleichen wir diese Theorie mit den Formen unseres Gebietes.

Die Trograndverflachungen beschränken sich durchwegs auf die obersten Talabschnitte, treten aber auch hier nicht überall auf. So treffen wir beispielsweise auf der ganzen, praktisch rinnenfreien Westseite des Val Carassina unter den Hochverflachungen keine Trograndverflachungen, während auf der Ostseite die Stufung an jedem Seitenkar festgestellt werden kann.

An den Trogwänden brechen die Verflachungen immer mit scharfer Kante ab. Eine analoge klare Begrenzung gegen die über ihnen liegenden Hochverflachungen ist dagegen selten. Die trennenden Gehängeverteilungen sind meist nur schwach ausgeprägt, uneinheitlich geformt und von ganz verschiedener Höhe. Steilstufen finden wir nur im Rücken der Troglatte von Alpe di Quarnajo (Val Malvaglia) und am Schluß des Hochtrog im Vedrin (Val Pontirone).

In andern Gebieten des Sopraceneri sind ganz ähnliche Feststellungen gemacht worden. Sowohl Lautensach (52, Seite 55) wie Annaheim (8, Seite 98) haben gefunden, daß die Bedrettoverflachungen nur in den obersten Talstrecken gut erhalten sind, und Reist (75, Seite 11 und 23) hat wiederholt auf die schlechte Unterscheidbarkeit zwischen Hoch- und Trograndverflachungen hingewiesen.

Angesichts dieser Tatsachen scheint mir die Auffassung, wonach die Trograndverflachungen wirklich Talbodenreste eines selbständigen, durch eine besondere Hebungphase des Gebirges verursachten Eintiefungssystems darstellen, nicht unbedingt stichhaltig. Nach den Formen unseres Gebietes muß man eher annehmen, daß die ganze Zone der Verflachungen talgeschichtlich eine Einheit bildet und daß die Trograndverflachungen lediglich die untersten, nachträglich am stärksten abgetragenen und überformten Reste des Altreliefs der Hochverflachungen darstellen. Es müssen örtlich bedingte, sicher durch Klimawechsel stark beeinflusste Erosions- und Denudationsvorgänge gewesen sein, die eine Gliederung der Verflachungszone in zwei scheinbare talgeschichtliche Niveaus bewirkt haben.

Besonders klar zeigt sich das an den Talschlüssen von Val Malvaglia und Val Pontirone. Hier sind die Troglatten nichts anderes als die Böden von seichten, in die Hochverflachungen eingesenkten Hochtrögen. Sie können somit als glazial besonders stark abgetragene Partien der Hochverflachungen gelten. Einen eindeutigen Beweis für die beträchtliche Glazialerosion liefert die etwa 100 m betragende Übertiefung der Troglatte von Alpe di Quarnajo. Daraus erklärt sich auch die steile Stufe im Rücken der Troglatte unter den Hochverflachungen.

Ähnliche, über den Taltrögen liegende Hochtröge sind in vielen Talschlüssen des Sopraceneri vorhanden. Schon Lautensach hat sich mit ihnen befaßt und durch eingehende Untersuchungen am Val di Muccia zeigen können, daß sie aus interglazial fluvial in die Hochverflachungen eingeschnittenen Kerben durch nachträgliche glaziale Ausweitung und Vertiefung entstanden sind (52, Seite 124–127).

Die durch die Hochtröge verursachte Stufung innerhalb der Zone der Verflachungen ist also erst nach der pliocän-präglazialen Zerschneidung des Hochverflachungsreliefs entstanden.

Auf analoge Weise hat Lehmann (54, Seite 50) auch die Stufung der Karböden in ihren mündungsnahen Abschnitten aus dem Wechsel fluvialer Einkerbung und glazialer Ausweitung erklärt. Er bezeichnet die untersten Böden der Kartreppen, die in unserem Gebiet ungefähr in der Höhe der Talrogkanten liegen, als Mündungsnischen oder Mündungskare. Zwischen ihnen und den Hochtrögen besteht nur ein gradueller Unterschied. Bei Hochtalkaren mit kräftiger Hauptrinne, wie sie in unserem Gebiet das Forneikar und das Kar westlich Alpe di Scieru darstellen, sind längliche Mündungsnischen entstanden, die man mit Louis (57, Seite 193) bereits als kurze Trogabscnitte bezeichnen könnte. Breite, offene Hangkare mit stark verästelter Entwässerung besitzen dagegen nur schwach angedeutete, uneinheitliche Mündungsnischen.

Außer diesen durch Hochtröge und Kartreppen hervorgerufenen Böschungsunregelmäßigkeiten wird nicht selten eine gewisse Stufung dadurch erzeugt, daß die obersten, direkt am Fuß der Gratregion liegenden Partien der Zone der Verflachungen eine geringere Neigung aufweisen als die darunter anschließenden, die dann ihrerseits nach unten auf die Trograndverflachungen auslaufen. Solche hohen Ebenheiten treffen wir etwa unter der Nordwand des Torr. Alto, bei P. 2022 auf Alpe di Cava, östlich Padella im Val Combra, östlich der C. di Gana Bianca und im Kar westlich des Torr. di Nava. Es sind die höchsten, mehr oder weniger stark ausgeprägten sekundären Karmulden von großen Hangkaren. Bei der Rekonstruktion von Eintiefungssystemen werden sie nicht selten als umgestaltete Quelltrichter eines ältesten Reliefs aufgefaßt. Charakteristische Merkmale, wie Rundbuckel, Wandversteilung am Fuß der Gratregion und zum Teil kleine Riegel und Wannen zeigen aber, daß sie rein durch die glaziale Karbildung entstanden sind. Ohne den am Fuß der Gratwände besonders starken glazialen Abtrag ergäbe sich in allen aufgezählten Fällen ein gleichmäßiger Geländeanstieg von den Trogrändern gegen die Gratregion hinauf.

All diese skizzierten Vorgänge, die eine Umgestaltung der Verflachungszone nach ihrer Zerschneidung durch die Talgewässer verursacht haben können, zeigen, daß sich aus dem Wechsel von steileren und flacheren Partien nicht unbedingt mehrere älteste Eintiefungssysteme ablesen lassen, wie es Annaheim angeregt hat (8, Seite 97 und 138). Wir können in unserem Gebiet nach den vorhandenen Formen die Zone der Verflachungen nicht einmal in ein Pettanetto- und ein Bedrettosystem gliedern, sondern müssen sie als mehr oder weniger umgestaltetes Relikt eines einzigen Altreliefs auffassen, das man als Hochverflachungsrelief bezeichnen könnte.

Zur gleichen Auffassung in bezug auf die obersten Talabschnitte ist übrigens schon Lautensach gekommen; nur bezeichnet er, nicht ganz folgerichtig, die ganze Zone der Verflachungen zwischen Trog-schlußkante und Gratregion als Trogplatte und ordnet sie dem Bedrettoniveau ein (52, Seite 55 und 124).

Ein einigermaßen sicheres Anzeichen für eine starke Gebirgshebung bildet meiner Ansicht nach erst das hohe, steile Talgehänge, das unter der Zone der Verflachungen liegt.

III. Die Glazialmorphologie

1. Die nacheiszeitliche Vergletscherung

a) Die heutige Schneegrenze

Alle markanten Gipfel des N-S verlaufenden Adulagrates tragen auf den Nord- oder Westflanken kleine Eisfelder oder Hängegletscher. Eine eigentliche Zunge besitzt nur der Brescianagletscher. (Von den Gratlücken ist noch gerade der Passo dei Cadabbi (2938 m) zwischen Adula und La Löggia vergletschert.)

Lage und Größe der Gletscher sind, abgesehen von der selbstverständlich ausschlaggebenden Kamm-linienhöhe, stark abhängig von ihrer Exposition und von der Oberflächengestaltung der Gratregion und des Gletscherbettes. Diese Faktoren erklären auch die unterschiedliche Vergletscherung der westlichen und nördlichen Gratflanke.

Das Ende der kleinen Hängegletscherchen, die nur noch am rückwärtigen Kargehänge kleben, kann nicht immer genau angegeben werden, da diese in den Schuttmassen der Kare oft regelrecht ertrinken. Möglicherweise sind westlich der Butta di Fornei und nordwestlich des P. Jut, wo heute nur Altschnee-flecken gefunden werden, unter der zusammenhängenden Moränendecke noch Gletscherrestchen vorhanden.

Die Schneegrenze wurde an einzelnen Gletschern nach der Methode v. Höfers, deren Wert fraglich ist (49 und 50, Seite 369), und durch Beobachtung der sommerlichen Gletscherauflagerung bestimmt (vgl. nachfolgende Tabelle).

Die kleinen Eisflecken, die sich am P. delle Streghe und am P. di Termine in besonders geschützten Mulden noch gehalten haben, vermutlich aber auch der extrem weit hinabreichende Torr. Alto-Gletscher scheinen ganz unterhalb der Schneegrenze zu liegen, apert sie doch bis zum Spätsommer vollständig aus. Bei gleichbleibendem Klima muß mit ihrem baldigen Verschwinden gerechnet werden. Vollständig aufgezehrt ist das auf der Landeskarte noch eingezeichnete Eisfeld am Nordhang der C. di Gana Bianca.

Aus den unsicheren Werten der orographischen Schneegrenze läßt sich die Höhe der klimatischen nicht genau bestimmen. Sie dürfte in ca. 2900 m liegen.

b) Die Entwicklung der Gletscher seit etwa 1850

Im Vorfeld und an den Flanken der meisten heutigen Gletscher liegen sehr schöne, frische Moränenwälle. Sie stammen, wie der Vergleich mit der Gletscherdarstellung auf den ältesten Ausgaben des Topographischen Atlas zeigt, zum größten Teil vom Höchststand der Gletscher um die Mitte des letzten Jahrhunderts her. Obschon die entsprechenden Stirnmoränen meist fehlen, wird durch den konvergierenden Verlauf der Seitenmoränen oder durch auffallenden Farbwechsel im Glazialschutt das Gletscherende recht genau angegeben. Nicht ganz so sicher ist es an den kleinen Hängegletscherchen westlich der Butta di Fornei (heute verschwunden) und westlich P. 3027 im Val Carassina sowie am nördlichen Arm des Brescianagletschers zu bestimmen, wo es unter plumpen Anhäufungen von Moränenmaterial liegt. Diese Schuttmassen tragen deutliche Fließspuren und endigen mit übersteilen, steinschlägigen Halden. Sie stellen offensichtlich Übergangsformen zwischen Endmoränen und Blockströmen dar.



Luftaufnahme Eidg. Vermessungsdirektion. Die untere Hälfte stellt das Forneikar dar, die obere einen Ausschnitt aus dem Westhang des Lentatals (N = links). Links die Butta di Fornei mit der übersteil endigenden Moränenschuttmasse. Rechts verwaschene Endmoränenreste und einzelne Fließformen im Moränenschutt des heute verschwundenen Forneikargletschers.

Aus dem topographischen Atlas ist zu entnehmen, daß die Oberkanten dieser Stirnböschungen nur ganz knapp unterhalb der Gletscherenden von 1850 liegen, während der Haldenfuß durch nachträgliche Schuttbewegung vorgerückt ist. Ähnliche Formen hat auch Kinzl am 1850er Stadium von Hängegletschern festgestellt (50, Seite 355).

Über die Rückzugsbewegung der einzelnen Gletscher seit 1850 gibt die Siegfriedkarte nur schlechten Aufschluß; denn die Moränenwälle fehlen auf den ältesten Ausgaben völlig und wurden auch bei den Revisionen zwischen 1870 und 1880 nur sehr lückenhaft erfaßt. Die späteren Nachträge brachten in der Gletscherdarstellung überhaupt keine Änderungen mehr. Zudem sind Kurvenbild und Darstellung der Geländeformen so stark vereinfacht, daß die Gletscherstände oft nur ungefähr abgeschätzt werden können. Eine gewisse Hilfe bietet die geologische Karte, doch gibt sie verschiedentlich auch Wallmoränen an, wo die Wallform erst durch nachträgliche Erosion aus den Moränenmassen herausgeschnitten worden ist oder gar solche, die mit Gletscherablagerungen überhaupt nichts zu tun haben. Aus diesen Gründen ist eine exakte Datierung der jüngsten glazialen Ablagerungen anhand kartographischer Aufnahmen nicht überall möglich.

Den prozentual größten Flächenschwund haben die Gletscher im nördlichen Teil unseres Gebietes erlitten.

Nordwestlich des P. Cassimoi hat sich beim Abschmelzen des Gipfeleisfeldes in etwa 3010 m Höhe ein kleines Karseelein gebildet, das auf der Landeskarte noch fehlt.

Im Forneikar finden wir heute keinen Gletscher mehr. Ob unter den Schuttmassen noch Toteis vorhanden ist, konnte nicht festgestellt werden. Es scheint mir jedoch wahrscheinlich; denn das vollständige Abschmelzen eines nach der Darstellung auf der Siegfriedkarte 1851 immerhin 0,5 km² großen und 900 m langen Gletschers in den 80 Jahren vor der Aufnahme der Landeskarte läge wesentlich über dem Flächenverlust der benachbarten Gletscher. Möglich wäre aber auch, daß der Forneigletscher schon während des Höchststandes im letzten Jahrhundert nur eine Mächtigkeit aufgewiesen hätte, ähnlich etwa dem heutigen Gletscher im Val Scaradra, was den auffallend großen Flächenschwund erklären könnte. Da, wo nach der ältesten Ausgabe des Topographischen Atlas um 1850 das Zungenende lag, finden wir heute stark verwaschene, aber frische Reste eines Stirnwalls und knapp 30 m dahinter die Zunge eines jüngeren, schmalen Blockstroms (vgl. Photo Seite 53). Nach dem Kurvenbild der Siegfriedkarte müßte diese Stelle in 2550 m liegen, die Landeskarte gibt aber nur 2440 m an.

Noch weniger genau ist der Gletscher nordwestlich des Grauhorns auf der Siegfriedkarte dargestellt. Sowohl die ältesten wie die revidierten Blätter geben ihn zu klein wieder und lassen ihn in 2760 m endigen, wogegen er in der ersten Ausgabe der Landeskarte bedeutend größer dargestellt wird und bis auf Kote 2620 hinabreicht. Die konvergierenden Seitenmoränen, die vermutlich dem Stadium von 1850 angehören, deuten ein Zungenende in etwa 2420 m an. Der seitherige Rückzug läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen, da das rezente Gletscherende unter Schutt verdeckt ist.

Beim Hauptarm des Brescianagletschers muß die mächtige nördliche Seitenmoräne, deren Krete bei P. 2518 gut 80 m über dem heutigen Gletscherbett liegt, dem Höchststand von 1850 angehören, obwohl sie auf der ältesten Ausgabe der Siegfriedkarte fehlt. Auf der Südseite hat der Gletscher nach der Karte damals bis an die Kante der gegen das Val Malvaglia abstürzenden Wand gereicht. Einen entsprechenden kurzen Wall finden wir zwischen 2900 und 2840 m. Daß dieser Gletscherstand auf allen Ausgaben der Siegfriedkarte bis 1935 beibehalten worden ist, widerspricht den wirklichen Verhältnissen; denn etwa 350 m nördlich des Laghetto zieht sich ein jüngerer Seitenmoränenwall von Kote 2840 nach W bis an den untern Rand der Brescianahochfläche hin. Seinen oberen Abschnitt hat Jenny schon 1922 als Wall kartiert, den unteren dagegen nur als Moränenbedeckung, obwohl er viel größer ist und stellenweise auf der Außenseite eine Höhe von fast 20 m erreicht.

Zwischen dieser inneren Seitenmoräne und der äußern an der Oberkante der Wand liegt ein abgeschliffener Felsrücken, der das kleine Kar des Laghetto enthält. Er ist schon während des 1850er Stadiums nur von einer wenig mächtigen Eisschicht überdeckt gewesen und muß beim Rückzug sehr bald zum Vorschein gekommen sein. Die Entstehung der jüngern Seitenmoräne und das Eisfreiwerden des Laghettokars lassen sich nicht genau datieren, dürften aber in die Zeit vor 1900 fallen. Die Zunge des Brescianagletschers muß um 1850 mit etwa 400 m breiter Front an der Unterkante der Brescianahochfläche abgebrochen sein. Über die Wand abstürzendes Moränenmaterial hat sich am Grund des Tobels westlich P. 2583 angehäuft (zum Teil auf Bergsturzschutt) und ist durch die Erosion in der Rinne zu einem Pseudo-Wall geformt worden. Der rezente Gletscher selber reichte aber nie über die Oberkante der Wand hinaus, sei es, weil sie zu steil ist oder weil sie durch Insolation und Aufwinde zu stark erwärmt wird.

Von den kleinen Hängegletschern des Val Malvaglia und des Val Pontirone haben diejenigen westlich des Passo dei Cadabbi und südlich des Rheinquellhorns sowie der Gh. di Piotta am Fil Rosso die größte Flächeneinbuße erlitten. Dagegen sind die Eisfelder am Fil di Remia und nördlich des Torr. Alto verhältnismäßig wenig zurückgegangen.

Gletscherstände 1952/54 und um 1850

Gletscher	Exposition	Unt. Ende 1952/54 m	mutmaßliche Schnee- grenze m	unt. Ende um 1850 m	Bestimmung der Gletscherenden von 1850 anhand von:	Rückzug seit 1850	
						vertikal m	horizontal m
Forneikar	NW	—	2900 ?	2440	verwaschene Stirnmoräne	ca. 400	ca. 900
westl. P. 3027	W	2950 ?	2960 ?	2760	aktive Schutthalde	190	360
NW Grauhorn	NW	2660 ?	2880 ?	ca. 2420	Seitenmoränen	ca. 240	ca. 600
N-Zunge-Brescianagl.	SW	2680 ?	2880	ca. 2540	aktive Schutthalde	ca. 140	ca. 500
S-Arm Brescianagl.	W	2580	2880	2420	Seitenmoränen, Wandstufe	160	500
Passo d. Cadabbi	W	2800 ?	2850	2680	frisches Moränenmaterial	ca. 120	400
Rheinquellhorn	SW	2870	2900	2660	Seitenmoränen	210	600
Gh. di Piotta	WNW	2900	2980	2670	Siegfriedkarte, Moränenrest	230	ca. 400
C. dei Cogn	NW	ca. 2900	2950	2700 ?	Siegfriedkarte	200	ca. 500
Fil di Remia	NW	2680	2820	2560	Moränen, z. T. aktive Halden	120	ca. 350
P. delle Streghe	NNW	2820	2880	2600	Seitenmoränen	220	ca. 400
P. di Termine	N	ca. 2640	2800	ca. 2480	Siegfriedkarte	ca. 160	ca. 400
Torr. Alto	N	2250	2700	ca. 2080	Seitenmoränen	ca. 170	ca. 350
Mittel:			2890				

2. Spuren späteiszeitlicher bis stadialer Gletscherstände

Alte Moränenwälle sind oft schwierig zu bestimmen. Nur zu leicht können Wallformen, die auf ganz verschiedene Weise entstanden sind, Moränen vortäuschen. Die geologische Karte bezeichnet denn auch eine Anzahl von Wülsten als Moränenwälle, die sich bei genauer Untersuchung als Stirnen von Blockströmen und -girlanden, fluvial zerschnittene Schuttkegel oder Moränendecken, Doppelgrat-, Bergsturz- und Sackungsformen entpuppen. Wohl bestehen einzelne der genannten Formen, zum Beispiel Blockströme oder gewisse Schuttkegel, ganz oder teilweise aus Moränenmaterial. Aber sie dürfen nicht echten Moränenwällen gleichgestellt werden, da sie erst durch nachträgliche Umlagerung ihre Form erhalten haben.

Nach Ausscheidung solcher Pseudo-Moränen bleiben verhältnismäßig wenige Wälle übrig, die wirklich Zeugen spätglazialer Vergletscherungsstadien sind.

a) Val Pontirone

An der östlichen Kante des Hochtrogges, der sich von Alpe di Giumella ins Vedrin hinein erstreckt, liegt zwischen 2080 und 2000 m Höhe ein Seitenmoränenwall. Er entspricht einem Stadium, in dem der vom P. di Termine herunterfließende Gletscher genau den Hochtrog ausfüllte. Eine dazu gehörende Stirn- moräne ist nicht vorhanden. Wahrscheinlich endigte der Gletscher mit einem Abbruch am Trogschluß des Val Pontirone in etwa 1800 m.

Im Tal des Scengio-Baches liegt ein vollständig überwachsener Rest einer alten Stirn- moräne bei den Hütten P. 1785, über dem Trogschluß südlich von Alpe di Scengio. Weiter westlich verliert sie sich in einem groben Blockfeld, das bis gegen die Hütten P. 1765 unter Alpe di Cava reicht. Hier treten wieder Anhäufungen von feinem Moränenmaterial auf. Ob es sich aber um echte Wallreste handelt, kann nicht sicher entschieden werden.

Die erwähnte Stirn- moräne von P. 1785 muß aus einer Zeit stammen, da der westliche Teil der weiten Hochverflachung zwischen Torr. della Motta und Mott. di Cava bereits eisfrei war und nur am Fuß der Torr. della Motta- Westwand noch ein schuttreicher Gletscher lag. Ein solcher Vergletscherungs- zustand ließe sich gut vergleichen mit dem heutigen im benachbarten, aber höher gelegenen und vor allem höher umrahmten Buglione- kar.

b) Val Malvaglia

Auf der westlichen Talseite sind echte Wall- moränen nur auf der weiten Hochverflachung zwischen P. Forca und P. di Scieru vorhanden. Sie stammen aus einer Zeit, da die Hochverflachung nur noch

zwei getrennte Gletscherlappen aufwies. Der eine dieser Kargletscher lag am Ostfuß der C. di Gana Bianca. Hier umfaßt ein sehr gut erhaltener Wall in weitem, bis auf 2400 m hinabreichendem Bogen den obersten Teil der Hochverflachung. Seine Außenseite ist spärlich bewachsen, an der Basis aber vollständig kahl. Das Vorfeld besteht aus einer vegetationslosen Schutthalde, die 40–60 m tiefer in einen zweiten, weniger deutlich ausgeprägten Wall übergeht. Die beiden Wälle müssen zwei unmittelbar aufeinanderfolgenden Gletscherständen des gleichen Stadiums angehören. Das von ihnen umschlossene Gelände trägt eine dünne, kahle Moränendecke, aus der zahlreiche Rundbuckel hervortreten. Im Verlauf der Mittellinie des ehemaligen Gletschers liegt ein Streifen von auffallend grobem Blockschutt (vgl. Seite 43). – Der andere Kargletscher reichte vom Grat zwischen C. di Gana Rossa und P. 2821.3 längs der Nordwand des P. di Scieru-Grates bis auf 2160 m hinunter, wo sein Ende durch einen doppelten bis dreifachen Wall markiert wird. Er ist mit Ausnahme der Basis ziemlich überwachsen. Das Zungenbecken ist durch Schwemmaterial und Schuttlappen, die vom P. di Scieru stammen, weitgehend aufgefüllt worden. Das heutige Karbächlein läuft von 2300 m bis auf 2660 m hinunter längs dem Außenrand der Seitenmoräne.

Auf der östlichen Talseite treten ältere Wallmoränen nur im Talschluß des Val Combra auf, und zwar im nordexponierten Kar unter P. 2668. Ein einigermaßen zusammenhängender, wenige Meter hoher Wall reicht bis auf 2200 m hinab. An seiner Außenseite liegen weitere, schlecht geformte Wallreste von größerer Mächtigkeit, die aber deutliche Spuren nachträglichen Fließens aufweisen. Sie enden in 1950 m mit vollständig überwachsener Stirn, deren verwaschene Böschung sich bis an den unteren Rand der Hochverflachung in etwa 1910 m hinunterzieht.

Die von Jenny am linken Talhang von Val Madra kartierten Moränenwälle gehören zu den Oberflächenformen einer Sackung.

c) Das Alter der Moränenwälle

Eine sichere Zuweisung zu bekannten Stadien ist schwierig. Auf alle Fälle gehören sie keinem der in den Alpen nachgewiesenen historischen Gletscherständen an; denn sowohl die Vorstöße im letzten Jahrhundert wie auch die des Fernastadiums um 1600 reichten bei weitem nicht so tief hinunter (50). Somit müssen sie nach Kinzl von späteiszeitlichen Gletscherständen vor der postglazialen Wärmezeit stammen. Für die Moränen im Val Pontirone scheint dies zuzutreffen; sie stimmen in der Höhenlage gut mit den Daunmoränen im Calancatal überein (98). Anders verhält es sich mit den Wällen im Val Malvaglia. Sie entsprechen, auch bei Berücksichtigung der Exposition, einer höheren Schneegrenzenlage als der des Daunstadiums. Ihr frischeres Aussehen spricht auch dafür, daß sie jünger sind. Ob sie dem Egesenstadium Kinzls entsprechen, läßt sich nicht entscheiden, da dieses Stadium in der Schweiz nur schlecht erforscht ist.

Kürzlich hat Heuberger auf einen sehr kurzen Vorstoß in der Ortlergruppe hingewiesen, den er als (40) Larstig-Vorstoß bezeichnet und in die Zeit um 500 v. Chr. ansetzt. Er wird charakterisiert durch eine Schneegrenzendeckung von 600–800 m, die aber nur so kurze Zeit dauerte, daß die Talgletscher darauf nicht zu reagieren vermochten. Hingegen sollen die Hängegletscher aus diesem Vorstoß Wallmoränen in 2370–2420 m, also zwischen Daun- und Fernastadium, zurückgelassen haben. Die Moränen des Val Malvaglia würden nicht schlecht in diese Höhe passen. Eine mögliche Beziehung zwischen dem Larstig-Vorstoß und dem Egesenstadium Kinzls hat Heuberger nicht abgeklärt.

3. Die Schliiffgrenze und die hocheiszeitliche Vergletscherung

Da geeignete erratische Gesteine fehlen, läßt sich die eiszeitliche Vergletscherung nur anhand der Schliiffgrenze bestimmen. Dabei muß man zwischen Schliiffgrenzen von Kargletschern und solchen der Talgletscher unterscheiden. So geben beispielsweise die höchsten, meist an Felsspornen zwischen benachbarten Karen auftretenden Spuren glazialen Seitenschliiffs nicht das Niveau der Talgletscher an, sondern die Mächtigkeit der Gehängegletscher, das heißt die Eisfüllung der Karmulden. Sie betrug, da die Karböden, von wenigen Ausnahmen abgesehen, meist in oder über der Eisstromhöhe liegen und verhältnismäßig steil sind, weniger als 200 m.

Zur Feststellung des Talgletschniveaus dürfen also nur Schliiffgrenzen verwendet werden, die nicht von darüber liegenden Hängegletschern stammen können. Sie sind in unsern an Hochverflachungen reichen Tälern relativ selten.

<i>Tal</i>	<i>linke Talseite</i>	<i>rechte Talseite</i>	
<i>Val Carassina</i>		östlich Alpe Bresciana	2420 m
		nordöstl. A. Bresciana	2340 m
	nördl. C. di Sgiu	2140 m	östl. Alpe Carassino ca. 2280 m

<i>Val Soja</i>	über Pian Premesti	2040 m		
<i>Val Malvaglia</i>	östlich Or Bello	2280 m		
	unter P. 2411	2200 m	östl. P. di Scieru (?)	2260 m
	östlich über Madra	2040 m	Sasso Luzzone (?)	2200 m
			östl. A. di Ciou (?)	2000 m
	nordwestlich P. Crech	2020 m	Alpe di Prato	2020 m
<i>Valle di Giumello</i>			Unter P. Naß	2300 m
<i>Val Madra</i>			nördl. A. Chiavasco	2140 m
			südwestl. P. 2818	2140 m
<i>Val Combra</i>	über Alpe Padella (?)	2200 m	nordwestl. A. di Caldöz	2140 m
			N und NW Pulgabio	2100 m
	NW C. di Biasagno	2040 m	östlich La Sella	2080 m
<i>Val Pontirone</i>	unter P. Bidensc	2040 m	SW P. delle Streghe	2080 m
			P. Crech	2040 m

Die gefundenen Werte stimmen mit den spärlichen Angaben von Lautensach gut überein. Sie bestätigen außerdem die von Gyax (35) gemachte Feststellung, daß die obersten Schlifffgrenzen der eiszeitlichen Talgletscher unterhalb der Hochverflachungen liegen. Diese bildeten damals das Hauptnährgebiet der Eisströme.

Bei den durch die Schlifffgrenze angegebenen Gletscherständen muß es in unserem Gebiet an vier Stellen zu Transfluenz gekommen sein:

1. am Nordende des Val Carassina, zwischen La Stanga und Sosto, vom stärker vergletscherten Val Luzzone her über den Paß Muaz;
2. vom oberen Val Carassina ins Val Soja (Abscherung);
3. in geringem Maß vom Val Calanca über Passo di Giumella ins Val Pontirone;
5. Aus dem Vedrinkar stellenweise über den Nordgrat des Mottone ins Val Calanca.

Ein Talgletscherniveau, wie es Seiffert (98) angibt, bei dem der P. di Giumella (2445 m) auf der Wasserscheide zwischen Val Pontirone und Val Calanca von einer 150 m mächtigen Eismasse überflossen worden wäre, konnte in unserem Gebiet nicht nachgewiesen werden. Übrigens besitzt der P. di Giumella auch nicht die von Seiffert beschriebene rundkuppige Form.

4. Glaziale Erosion auf den Hochverflachungen

Ihre Wirkungen zeigen sich an Gletscherschliffen, Rundbuckeln und an der Karbildung.

Überschliffene Felsrippen und -buckel sind überall das charakteristische Formelement der schuttfreien Hochverflachungspartien. Allgemein haben glaziale und subglaziale Erosion stark lagerungsbedingte Oberflächenformen herausgearbeitet. Rundbuckel sind nicht in so schöner Ausbildung vorhanden, wie man sie aus den Granitgebieten des Aar- und des Gotthardmassivs kennt (10). Eine kleine, aber schöne Höckerflur befindet sich auf der westlichen Hochverflachung des Val Carassina. Ihre Form ist deutlich von der Gesteinslagerung abhängig. Die im Schichtfallen liegenden Leeseiten sind durchwegs flacher und besser geglättet als die Luvseite, was der normalen Rundhöckerform widerspricht.

Kare treten in allen möglichen Formen auf, wobei solche mit relativ steilen Böden überwiegen. An Kämmen mit einer durchschnittlichen Höhe von weniger als 2400 m treten nur noch in Nord- und Ostexposition rudimentäre Nischen auf. Bei gestuften Karen liegen die untersten Böden meist in der Höhe der Trogschultern und Troglplatten (Forneikar, Alpe di Scieru). Große Kare enthalten oft mehrere kleine Nischen in verschiedener Höhe. Abgeriegelte Mulden mit Seelein findet man in unserem Gebiet nur in solchen Sekundärkaren. Die Übertiefung beträgt in allen Fällen nur wenige Meter.

Bei felsumrahmten Karen sind die untersten Wandpartien immer in charakteristischer Weise versteilt. Im Buglionekar, am Nordfuß des Torr. Alto, reicht die Versteilung bis 100 m über den Karboden hinauf (siehe Photo Seite 58).

Anzeichen für sehr starke Übertiefung der Karböden sind nirgends vorhanden. Der von Seiffert (98, Seite 26) angegebene Höchstwert von rund 100 m dürfte auch für unser Gebiet gelten. Eine wesentliche Ausnahme machen die bereits erwähnten Hochtröge im Val Malvaglia und im Val Pontirone sowie die untersten Böden einzelner Stufenkare.



Blick von der Butta di Borgeno auf das Buglionekar. Deutliche Wandversteilung am Fuß des Torr. Alto.

IV. Blockströme und Blockgirlanden

1. Val Carassina

Im Kar südwestlich des *Torr. di Nava* liegt ein etwa 300 m langer und 100 m breiter Blockstrom aus Orthogneis, der bis auf 2380 m hinabreicht. Sein Material besteht teils aus subrezenter Moräne des Kargletschers, teils aus Steinschlagschutt von der Südwand des Torr. di Nava. Die vollständig unbewachsene Oberfläche zeigt deutlich Längsstreifung und vereinzelte gebogene Fließwülste. Im obern Abschnitt besitzt der Blockstrom einen konkaven Querschnitt, was darauf hindeutet, daß hier ursprünglich unter dem Blockschutt noch Eis vorhanden war. Der Querschnitt der Zunge dagegen ist konvex. Der Strom muß sich demnach beim Abschmelzen des Kargletschers entwickelt haben. Eine Bewegung an der Zunge scheint nicht mehr stattzufinden; hingegen weist die rechte Flanke stellenweise noch labile Partien auf.

Im benachbarten Kar *westlich P. 2833* liegt ein ähnlicher, aber viel stärker überwachsener Blockstrom aus Paragneis. Seine inaktive Zunge endet in 2300 m Höhe.

Das weite, zweiteilige *Forneikar* enthält ebenfalls blockstromähnliche Schuttkomplexe (vgl. Seite 54).

Westlich der *Butta di Fornei* befindet sich in 2600 m Höhe die 250 m breite und rund 30 m hohe, steinschlägige Stirn einer blockstromartigen Endmoränenmasse. Sie trägt auf ihrem obern, konkaven Abschnitt ausgedehnte perennierende Schneeflecken und wird auf der rechten Flanke durch einen Seitenmoränenwall begrenzt. Wahrscheinlich enthält sie im Innern noch Eisreste des ehemaligen Kargletschers, deren Schmelzwasser die Fließbewegung unterhält.

Unterhalb dieser Blockmasse liegt in 2480 m eine ältere, vollständig überwachsene, inaktive Stirn, deren Form durch Denudation bereits zerstört wird.

Merkmale stellenweisen Fließens zeigt auch die Moränenmasse des heute verschwundenen Gletschers, der sich noch im letzten Jahrhundert vom *P. Jut* ins Forneikar herunter erstreckte, doch hat sie nicht die Form eines geschlossenen Blockstroms erreicht (vgl. Seite 54). Endmoränen und Fließwülste sind schwer zu unterscheiden, da die oberflächlich abfließenden Schmelzwasser sie zum Teil stark zerstört haben.

Eine Schuttmasse, ähnlich derjenigen westlich der Butta di Fornei, liegt im kleinen *Kar westlich P. 3027*. Sie besitzt aber keine Fließformen, sondern nur eine übersteile, aktive Stirn. Wie bereits erwähnt (Seite 53), stellt sie einen Übergangstyp zwischen Blockstrom und Endmoräne eines verschwindenden Gletschers dar.

Der schönste Blockstrom des ganzen Tals befindet sich auf der westlichen Talseite, am Osthang der *C. di Pinaderio*. Er beginnt in rund 2360 m Höhe und erstreckt sich quer über die 24° geneigte Hochverflachung bis auf 2160 m hinunter. Seine Breite mißt 150–250 m, die Länge rund 600 m. Bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von schätzungsweise 5 m ergibt sich ein Inhalt von rund 0,55 Mio. m³.

Das Material stammt vom Gipfelhang der *C. di Pinaderio* und von ihrem stark zerklüfteten Nordgrat. Eine seitliche Schuttfuhr ist unterhalb 2300 m nicht mehr möglich.

Die Oberfläche wird durch zahlreiche konvexe Fließwülste, Längsstreifen und dolinenartige Mulden gegliedert. Sie ist, abgesehen von vereinzelt Wallrücken, fast völlig kahl und zeigt stellenweise deutliche Strukturbodenbildung. Die Außenränder des Blockstroms weisen dagegen eine zusammenhängende Vegetationsdecke auf. Das deutet auf Inaktivität der ganzen Masse hin.

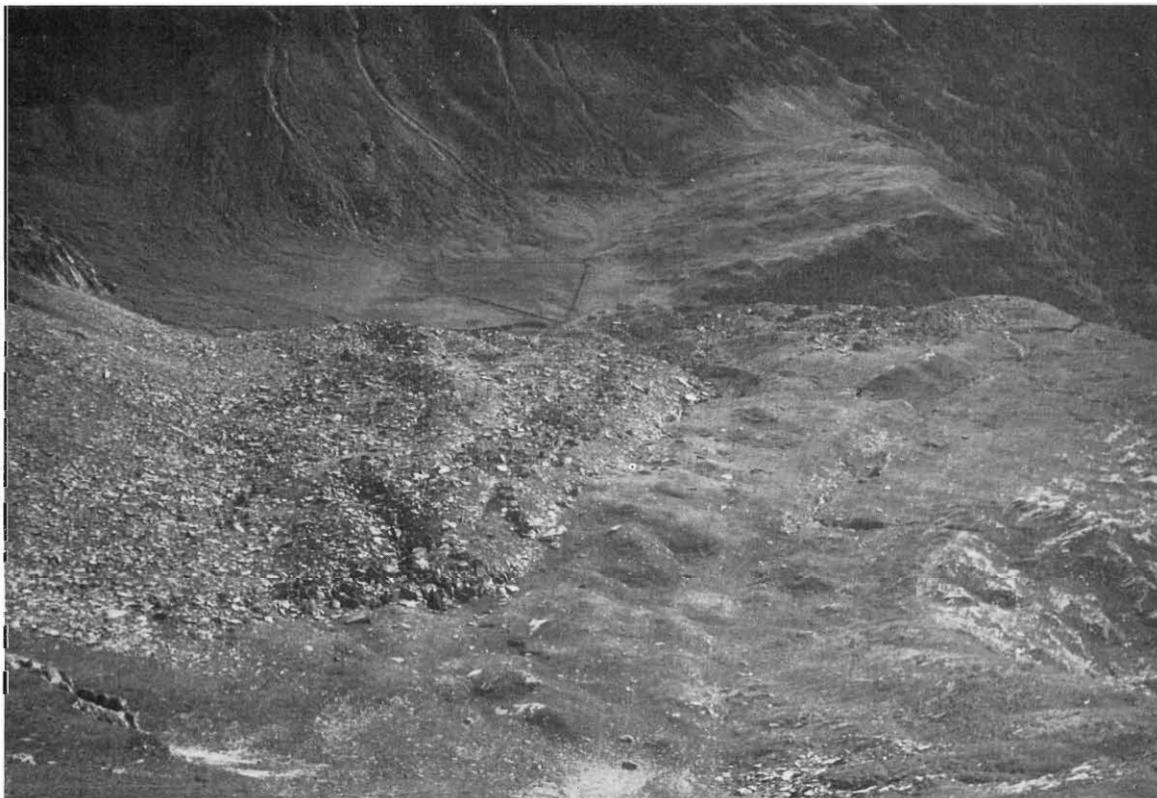
Die Entwässerung erfolgt ausschließlich unterirdisch. In 2210 m Höhe liegt am Außenrand ein kleines, fast verlandetes Seelein, das vom Wasser aus dem Blockstrom gespeist wird.

Im Unterschied zu den kleinen Blockströmen auf der gegenüberliegenden Talseite scheint der Strom an der *C. di Pinaderio* nicht unmittelbar in Beziehung mit einem Hängegletscher zu stehen; er entstammt weder einer ausgesprochenen Karmulde, noch folgt er einem Gletscherbett. Zudem würde für die Vergletscherung des nur wenig über 2400 m hohen Grates selbst die Schneegrenzendepression des Daunstadiums kaum genügen. Sollte sich also der Blockstrom in Zusammenhang mit dem Gletscherückgang gebildet haben, so müßte er bereits am Ende des Gschnitzstadiums entstanden sein. Dem widerspricht jedoch eindeutig die frisch erhaltene Oberflächenform.

2. Val Malvaglia

Hier treten große Blockströme nur auf der an Karmulden und Hochverflachungen reichen westlichen Talseite auf.

Auf der Hochverflachung westlich von *Alpe di Quarnajo* setzt ein Blockstrom direkt unter der Gratlücke P. 2430 zwischen P. Forca und Sasso di Casseo an, folgt dann dem Wandfuß des Sasso und endet mit deutlicher Stirn unmittelbar hinter den Hütten von *Alpe di Quarnajo* in 2050 m Höhe.



Blick vom P. Forca auf den obern, eher girlandenförmigen Abschnitt des Blockstroms. Links die Schutthalde am Fuß des Sasso di Casseo, rechts der schuttfreie, überschleifene Boden der Hochverflachung. Im Hintergrund die Troglatte von *Alpe di Quarnajo*.

Bei einer Länge von 1100 m und einer mittleren Breite von 200 m dürfte die Schuttmasse annähernd einen Inhalt von 2 Mio. m³ aufweisen.

Das Material besteht zum kleinern Teil aus Moränenschutt, der spätglazial im toten Winkel zwischen den von N und W gegen Alpe di Quarnajo herunterfließenden Kargletschern abgelagert wurde, zum größern Teil aber aus Steinschlagschutt von der Südwand des Sasso di Caseo. Dadurch erhält der Blockstrom bis auf 2160 m hinunter eine seitliche Schutzzufuhr. Soweit diese seitliche Ernährung vorhanden ist, hat sich in der Blockmasse neben dem normalen Fließen in ihrer Längsrichtung zugleich eine girlandenartige Bewegung von der Wand weg gegen die Außenflanke des Stroms entwickelt.

Im Zusammenhang damit steht auch die auffallende Teilung des Blockstroms in zwei Abschnitte. Der untere, nur von hinten ernährte Abschnitt besteht aus eher feinem, moränigem Material und zeigt Fließformen in der Längsachse des Stroms. Er ist stark überwachsen und sicher inaktiv. Seiner etwa 10 m hohen Stirn entspringt eine kräftige Quelle, die der Alpe di Quarnajo das Trinkwasser liefert. Oberhalb der Stirnwülste ist die Mächtigkeit nur gering, so daß die Kleinformen des Untergrundes durchschimmern.

Auf diesem älteren Teil liegt in 2220–2240 m Höhe die zweilappige, stellenweise bis 20 m hohe Stirn des oberen Abschnittes, der ausschließlich aus Steinschlagschutt besteht und infolge des seitlichen Materialzuschubes ein Zwischending zwischen Blockstrom und -girlande darstellt. Auch auf seinem Rücken ist die Bewachsung schon ziemlich fortgeschritten; doch sind die Fußpartien der Stirn- und Randwälle zum großen Teil noch fast völlig kahl. Diese an Blockströmen (und auch an ältern Moränenwällen) in unserem Gebiet oft feststellbare Erscheinung ist aber noch kein Anzeichen von Aktivität. Sie scheint mir folgende Ursachen zu haben: Erstens sammeln sich am Wallfuß in vermehrtem Maße größere Blöcke an, die den Bewuchs hemmen, und zweitens ist hier die jährliche Vegetationszeit kürzer als an darüberliegenden Wallpartien, weil der Schnee später abschmilzt und anschließend infolge des starken Feuchtigkeitsaustrittes der allnächtliche Bodenfrosts noch länger wirkt.

An der Nordostflanke der *C. di Gana Bianca* hat sich aus Gehängeschutt ein nur 300 m langer, aber sehr schön ausgebildeter Blockstrom entwickelt. Er endet mit steiler Stirnböschung in 2360 m Höhe unter P. 2707 und ist sehr wahrscheinlich noch aktiv (siehe Luftaufnahme Seite 63).

Im Hochtalkar, das sich von *Alpe di Scieru* westwärts gegen den Südgrat der *C. di Gana Rossa* erstreckt, liegt ein aus verschiedenen Teilen zusammengesetzter Blockstrom von 2000 m Länge und durchschnittlich 200 m Breite. Sein Inhalt beträgt rund 4 Mio. m³ (siehe Luftaufnahme Seite 61).

Er verläuft nicht durch die Mitte des Tälchenbodens, sondern zieht sich auf der Schattseite längs dem Fuß des Grates *C. di Fiancabella–Sasso Luzzone* hin. Von diesem reichlich Schutt liefernden Grat her wird er auf der ganzen Länge, ausgenommen an den Stirnpartien, ernährt. Die Grenze zwischen Schutthalden und Blockstrom ist verwischt.

Dagegen wird der Strom auf der andern Seite scharf gegen den rundhöckerigen, schuttfreien Talbodenstreifen am Fuß des sonnseitigen Talhangs abgegrenzt. Die Grenzlinie muß seit langer Zeit bestehen; denn der Bach, dessen Lauf durch sie fixiert worden ist, hat sich stellenweise schon über 1 m tief ins Anstehende eingefressen. Wahrscheinlich entspricht sie der Seitenmoräne eines Gletscherstandes, wie er etwa Ende des Daunstadiums vorhanden war.

In der Stirnpartie teilt sich der Strom am Felskopf P. 2002 bei *Alpe di Scieru* in zwei Lappen, die eine große Zahl von eng hintereinander liegenden, konvexen Fließwülsten aufweisen. Am Fuß der 10 bis 20 m hohen Stirnböschung entspringt jedem der beiden Lappen eine Quelle, die die *Alpe Scieru* mit Wasser versorgen. Jenny hat diese Stirnlappen als lokale Endmoränen kartiert. Ihre Höhenlage würde dem Daunstadium entsprechen. Die aufgewölbte Form der Schuttmasse und die Fließstrukturen widerlegen aber die reine Moränennatur der Schuttmasse; wobei natürlich nicht ausgeschlossen ist, daß der Blockstrom, der hier auffallend viel Feinmaterial enthält, aus Moräne entstanden ist. Endmoränenreste des Daunstadiums sind möglicherweise am linken Rand des Blockstroms vorhanden. Hier tritt 100 m hinter dem Fuß des Stirnlappens ein etwa 2 m hoher, scharf geformter Wall unter der Blockmasse hervor, der mit schönem, in der Mitte durchschnittenem Bogen eine kleine, durch Schwemmsand eingeebnete Mulde umschließt. Im Vergleich zum Blockstrom ist dieser Wall stärker bewachsen. Handelt es sich bei ihm um eine echte Endmoräne, so hat der Blockstrom das Daunstadium offenbar nur um wenig überfahren.

Von der Stirnpartie aufwärts nimmt die Mächtigkeit des Stromes auf der vom *Sasso Luzzone* entfernten Hälfte stark ab. Im relativ feinen Schutt haben sich hier nur schwach reliefierte, stark in die Länge gezogene Fließwülste gebildet. Es handelt sich bei dieser Partie wahrscheinlich um die nachträglich ins Fließen geratene Moränendecke eines Stadialgletschers (Daun?).



Luftaufnahme der Eidg. Vermessungsdirektion. Blick auf das Hochtalkar westlich Alpe di Scieru, zwischen dem P. di Scieru-Grat (rechts) und dem Sasso Luzzone-Grat (links). Am Ausgang des Kars liegt Alpe di Scieru. Hinter den Hütten erkennt man die beiden Stirnlappen des Blockstroms. Jüngere Stirnwülste liegen in der Mitte und im oberen Abschnitt des Kars.

Links des Sasso Luzzone befindet sich der Blockstrom von Alpe Luzzone; darunter liegt Alpe Trosvald, deren Hütten an dem Rand einer zum Teil schon mit Bäumen bewachsenen Stirn einer abgeflossenen Schuttmasse stehen (vgl. Text). In der Umgebung von Alpe Luzzone deutliche Reihengräte und Anzeichen von ausgedehnten Felsrutschungen (vgl. Seite 41ff.).

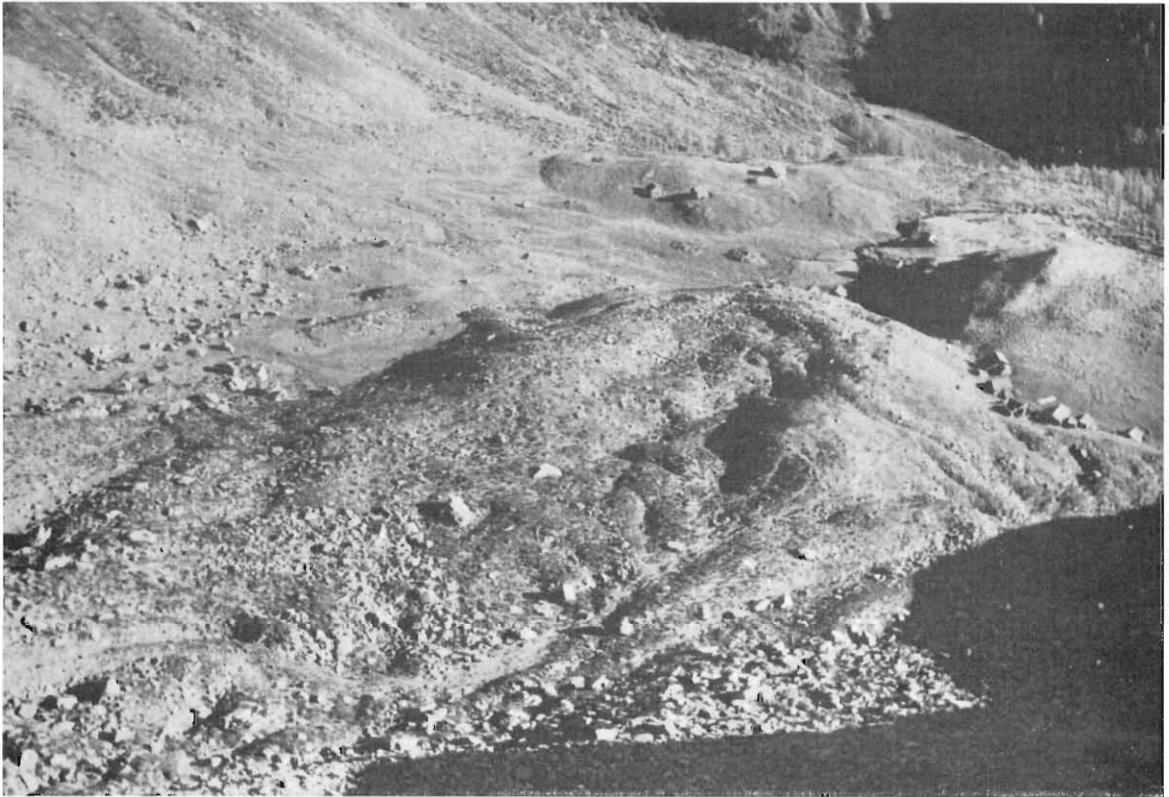
Gegen den Sasso Luzzone hin nehmen die Mächtigkeit des Stromes und die Blockgröße zu. Die Fließformen werden plumper und gedrungener. Ein großer Teil des Materials stammt hier aus dem flankierenden Fels- und Schutthang.

In 2210 m Höhe erhebt sich aus dem Trümmergewirr eine kräftige sekundäre Stirn, die Jenny ebenfalls als Endmoräne kartiert hat.

In ihrem Rücken weisen die Fließformen, ganz ähnlich wie beim Blockstrom am Fuß des Sasso di Casseo, auf eine Kombination von Bewegung in der Längsrichtung des Stromes und Girlandenbildung von der schuttliefernden Flanke des Sasso Luzzone weg gegen die Talbodenmitte hin.

Noch höhere Teilstirnen von unterschiedlicher Breite liegen in 2390 m und 2480 m.

Im heutigen Zustand ist der Blockstrom bis auf die Höhe von rund 2500 m inaktiv. Nur die oberste Stirn und die noch höher auftretenden Wülste am NE-exponierten Gipfelhang der C. di Piancabella befinden sich in Bewegung.



Blick vom Sasso Luzzone auf den nördlichen Stirnlappen des Blockstroms von Alpe di Scieru. Ganz rechts ein Teil des südlichen Stirnlappens.

Eine Sonderform bildet die blockstromverwandte Schuttmasse auf *Alpe Luzzone* und *Alpe Trosvald* am Südfuß des Sasso Luzzone.

Oberhalb der Hütten von Alpe Luzzone liegt in 2180 m Höhe die inaktive Stirn einer kurzen Fließmasse, die sich vom vollständig mit Solifluktionwülsten bedeckten Hang südlich P. 2311 herunter bewegt hat (vgl. Photo Seite 61). Die Hütten davor stehen auf einem fast schutfreien, in langsamer Rutschung begriffenen Felsbuckel.

Darunter beginnt in 2100 m wiederum eine Schuttmasse, die sich keilförmig bis auf 1900 m hinunter zieht, wo sie bei den Hütten von Trosvald mit einem Stirnwall endigt, dem eine kleine Quelle entspringt. Hangböschung, Form und Zusammensetzung der Masse lassen erkennen, daß sie sich nur durch Fließen bewegt haben kann. Fließstrukturen sind aber infolge des zusammenhängenden Gras- und Alpenrosenbewuchses, aus dem sich vereinzelt Lärchen erheben, nicht mehr zu erkennen.

Auf dem Rücken dieser älteren Masse liegt ein offensichtlich jüngerer Schuttkomplex von der Form eines Tropfens mit langgezogener Fließspur. Er besteht, im Gegensatz zu seiner Unterlage, aus grobem Gehängeschutt, der vom in Auflösung begriffenen Sasso Luzzone stammt.

Ob die beiden Massen von Alpe Luzzone und Alpe Trosvald ursprünglich zusammenhingen, läßt sich nicht mehr feststellen.

Auf der *östlichen Talseite des Val Malvaglia* treten nur zwei kleine Blockströme auf.

Der eine ist vom südwestlichen Gipfelhang des Fil Rosso in die hochgelegene Karmulde östlich P. 2720 hinuntergeflossen; der andere befindet sich im Talschluß des Val Combra, hinter Alpe Padella, und reicht von 2260 m bis auf 2160 m hinunter.

3. *Alpe Piai*

So heißt die große Karmulde zwischen dem Simano (P. 2579.9) und dem Grat C. di Gana Bianca–C. di Gana Rossa, westlich des Val Malvaglia. Sie liegt außerhalb unseres Gebietes und wurde deshalb nicht eingehend untersucht. Der auf ihr vorhandene Blockstrom soll trotzdem kurz beschrieben werden; denn er widerlegt mit seiner Südexposition die in der Literatur über schweizerische Blockströme überall vertretene Auffassung, nach welcher Blockströme nur in E-, N- oder W-Exposition auftreten.

Der prachtvoll ausgebildete Strom setzt am Fuß des Westgrates der C. di Gana Bianca an und endet in 2350 m Höhe mit schwach in drei Lappen gegliederter, steiler Stirn. Er ist ungefähr 650 m lang, in der Mitte 250 m und im Stirnbereich 350 m breit. Den Inhalt schätze ich auf 2,5–3 Mio. m³.

Die Stirnböschung besitzt eine Höhe von gut 10 m; der Rücken ist leicht aufgewölbt und enthält sehr schöne Fließwülste. In 2440 m Höhe liegt eine kräftige Sekundärstirn.

Seitliche Schutzzufuhr hat den östlichen Rand stellenweise verwischt; sonst ist die Begrenzung überall scharf.

Jenny hat die Stirnwülste wiederum als Wallmoränen betrachtet; die Fließformen und die konvexe Oberfläche charakterisieren die Schuttmasse aber eindeutig als Blockstrom.



Luftaufnahme der Eidg. Vermessungsdirektion. Die untere Hälfte stellt die westlichen Hochverflachungen des obersten Val Malvaglia, die obere Hälfte die Hochverflachung von Alpe Piai dar. N-Pfeil im Schatten. Oben rechts der vom C. di Gana Bianca-Westgrat gegen Alpe Piai geflossene Blockstrom (Südexposition). In der Mitte rechts der kurze, gedrungene Blockstrom am Osthang der C. di Gana Bianca (vgl. Seite 60). Darunter stadiale Wallmoränen des Kargletschers (vgl. Seite 56). Links unten das Wallmoränensystem des Kargletschers am Nordfuß des P. di Scieru.

4. Val Pontirone

Am Fuß der Nordwand des *P. Magno-Gipfels* (P. 2286) liegt eine aus groben Blöcken bestehende, zungenförmige Trümmernasse von etwa 0,5 Mio. m³ Inhalt. Sie ist allseitig scharf begrenzt; nur da, wo die Stirn in 1880 m Höhe die untere Kante der Hochverflachung erreicht, ziehen sich von ihr noch einzelne

Blockschwärme bis auf 1760 m in den lichten Lärchenwald hinunter. Die Ränder sind, abgesehen von der Basis, ziemlich stark überwachsen; auf dem Rücken der Masse findet man dagegen nur Flechten.

Die Abrißnische am P. Magno und die kompakte Form der Blockmasse machen den Anschein, sie stamme von einem einmaligen Bergsturz her. Bei genauerer Untersuchung zeigt sich jedoch, daß sie aus mehreren kleineren Felsstürzen zusammengesetzt sein muß; denn eine Sturzmasse von dieser Größe hätte unter den gegebenen Böschungsverhältnissen viel weiter abfahren müssen.

Die stromartige Form der Ablagerung kann deshalb nur durch nachträgliches Fließen zustande gekommen sein.

Eine komplex zusammengesetzte Schuttmasse liegt im Val Scengio, am Nordwestfuß des *Torr. della Motta*. Sie steht zum Teil in Zusammenhang mit der Vergletscherung von Alpe di Cava.

Diese Alp ist eine weite, mit etwa 15° Neigung gegen NE abfallende Karverflachung, die vom Grat Torr. della Motta–C. di Biasca–Mott. di Cava eingerahmt wird.

Westlich des Hauptbaches, der den Karseein bei P. 2052 entfließt, dehnt sich eine sanfte Rundbuckellandschaft aus, östlich dagegen liegt die große, stellenweise über 40 m mächtige Blockschuttmasse. Sie bedeckt vom obersten, in 2090 m Höhe liegenden Seelein bis zu P. 1934 hinunter den ganzen Karboden zwischen dem Bach und der Torr. della Motta-Westwand und erstreckt sich über die Hochverflachung noch bis in den Trogschluß hinter Alpe di Scengio hinunter.

An der Trogschlußsteile bildet sie ein schlecht gegliedertes Trümmerfeld, unter dessen grobblockiger, stark bewaldeter Oberfläche viel feines Moränenmaterial vorhanden sein muß, wie die Aufschlüsse am Bacheinschnitt nördlich P. 1785 zeigen.

Oberhalb P. 1934 weist sie dagegen stellenweise deutliche Fließmerkmale auf, nämlich parallele Längswülste, Girlandenformen, die stellenweise zu richtigen Stirnlappen ausgewachsen sind, dolinenartige Vertiefungen und Stauchungen vor Widerständen.

Die genauere Untersuchung hat ergeben, daß die Schuttmasse aus zwei Komplexen zusammengesetzt ist, die sich durch Herkunft, Transportrichtung, Trümmergröße und Alter voneinander unterscheiden.

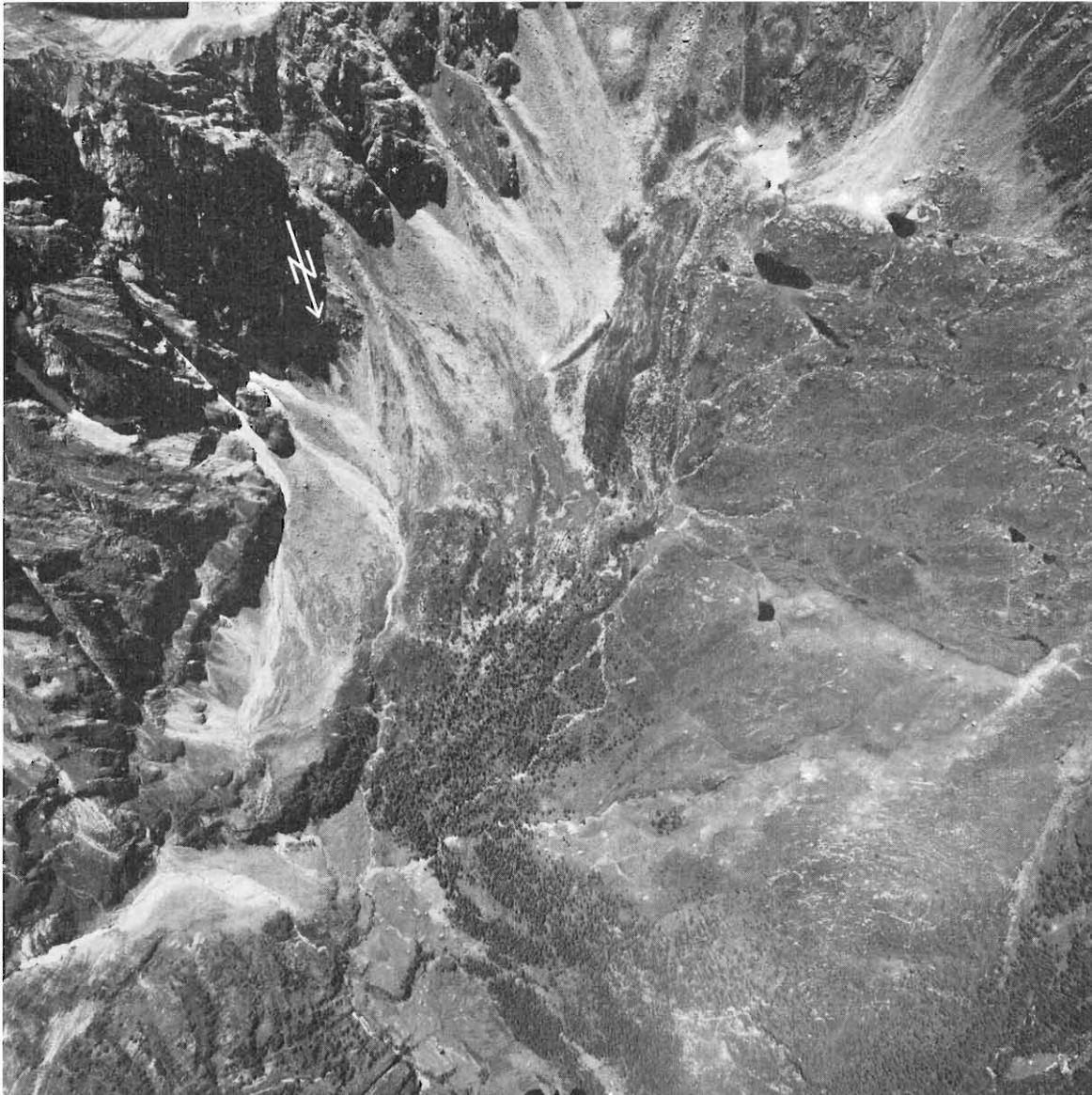
Das Material des älteren Komplexes stammt vom südlichen Kargehänge, das vollständig von gestaffelten Schuttlappen überdeckt ist, von denen jeder hinter seiner Stirn bis in den Spätsommer hinein einen charakteristischen Schneefleck trägt. Die Bildung dieser Schuttlappen steht in direktem Zusammenhang mit der Versackung des Grates östlich P. 2524 und der Auflockerung der Felsrippen unter P. 2503.4 (vgl. Seite 40). Auf Kote 2300 geht das Kargehänge allmählich in den Karboden über. Von hier weg zieht sich der Blockschutt als 40–100 m breites, aus parallelen Längswülsten bestehendes Band bis zum P. 1934 hinunter. Die Oberfläche zeigt zur Hauptsache grobes Trümmermaterial; das Fein-



Blick auf das von Schuttlappen bedeckte südliche Kargehänge zwischen P. 2524 und P. 2503.4. Links Schuttkegel aus feinerem Material.

material scheint weitgehend ausgewaschen zu sein. Dementsprechend ist auch die Bewachsung lückenhaft. Vereinzelt große, aber schon stark vermoderte Lärchenstrünke treten bis in 2000 m Höhe, also rund 80 m oberhalb der heutigen Baumgrenze, auf. Es ist anzunehmen, daß sich die Blockmasse mindestens seit der Entstehung dieses Baumbestandes, also seit gut 250 Jahren, nicht bewegt hat. Genaue Vergleiche mit terrestrischen Aufnahmen der Eidg. Landestopographie von 1924 haben ergeben, daß auch die höher gelegenen Schuttlappen am rückwärtigen Kargehänge kaum mehr fließen.

Das ganze längsgestreifte Wallsystem muß also unter wesentlich anderen klimatischen Bedingungen, als sie heute herrschen, entstanden sein. Außerdem ist zu bezweifeln, ob es wirklich einen Blockstrom darstellt; denn es fehlt ihm die für diese Gebilde charakteristische Stirnpartie. Einleuchtender scheint mir die Annahme, es handle sich bei ihm um das äußere Seitenmoränensystem eines postglazialen Stadiums des Kargletschers, als dieser nur noch den östlichen Teil des Kars am Westfuß des hoch aufrä-



Luftaufnahme der Eidg. Vermessungsdirektion. Blick auf die Hochverflachung von Alpe di Cava. Links die Nordwestwand des Torr. della Motta, unten der Trogschluß von Alpe di Scengio, oben das südliche Kargehänge und die Karseelein bei P. 2052. Deutliche Längsgliederung der Schuttmasse in einen grobblockigen Teil (rechts) und feinere, besser überwachsene Wülste (links). In der Mitte die beiden kräftigen Girlandenlappen, die die grobe Blockmasse überdeckt und dem Bach den Weg versperrt haben. In ihrem Rücken eingeschwemmtes Gehängeschuttmaterial.

Mitte – rechts unten die Felsrutschung von P. 1963 (vgl. Seite 82f.).



Blick von S auf die Schuttmasse. Im Vordergrund das versackte und von Schuttlappen bedeckte Kargehänge, von dem das Material des Moränenstreifens (links) stammt. Rechts die Schutthalde, von der die Girlanden auf die grobblockige Moräne aufgeflossen sind. Vor dem Wald die beiden großen Girlandenbogen bei P. 1934. Links außen das Karseelein bei P. 2052, dessen Bach längs der Außenkante der Moräne und der Girlanden verläuft und bei P. 1934 unter diesen verschwindet.



Unmittelbar südlich P. 1934. Die feinkörnigen Schuttgirlanden sind teilweise auf die grobblockige Masse geflossen, teilweise sind sie an ihr gestaut worden. Im Vordergrund links der Karbach kurz vor seiner Versickerungsstelle.

genden Torr. della Motta bedeckte, ähnlich dem heutigen Torr. Alto-Gletscher im Buglionekear. Die Seitenmoräne dürfte in diesem Fall am ehesten ins Daunstadium gehören (vgl. auch Seite 55 und 56).

Das Material des jüngeren Schuttkomplexes stammt aus den zahlreichen, kräftigen Felsrinnen der Torr. della Motta-Westwand. Es bildet an ihrem Fuß eine zusammenhängende, steile Schutthalde, die gegen unten in Girlanden übergeht. Diese bestehen aus viel feinerem Material als die oben beschriebene Seitenmoräne und weisen deshalb auch plastischere Formen auf. Je nach der Größe ihrer schuttliefernden Runsen sind die einzelnen Girlandenbogen am Moränenwall gestaut worden oder haben ihn von der Seite her überflossen. Bei P. 1934 reichen die beiden kräftigsten Girlandenlappen quer über die ganze Breite der Moräne und haben sogar den Bach auf deren Außenseite gestaut, so daß er unter der Schuttmasse verschwindet.

Die recht scharfe Grenze zwischen den Moränenwällen und den an- oder auflagernden Girlanden zeigt, daß letztere jünger sein müssen. Sie haben sich wahrscheinlich erst nach dem Rückzug des Gletschers gebildet. Heute bewegen sie sich aber nicht mehr, ausgenommen die hintersten Wülste am Fuße der Schutthalde. Die Bewachsung ist allgemein weit fortgeschritten, und von den größten Felsrinnen her wird Feinmaterial in den Rücken der Girlanden eingeschwemmt.

Interessant sind die hydrologischen Verhältnisse in der Schuttmasse. Der Karbach, der bei P. 1934 unter den Girlandenbögen verschwindet, tritt nur periodisch ungefähr 300 m nordöstlich der Versickerungsstelle wieder aus. Ein großer Teil seines Wassers muß durch den Schutt unterirdisch abfließen.

Ungefähr 100 m südlich P. 1934 tritt am Fuß eines Girlandenwalls eine Quelle auf; ihr Wasser versickert aber nach kurzem Lauf unter der nächsten Girlande wieder.

Das ganze Gebiet der Schuttmasse entwässert sich also unterirdisch. Die Austrittsstelle des Wassers am unteren Ende befindet sich unmittelbar südwestlich des S. von A. di Scengio. Die Verbindungslinie von hier zur Versickerungsstelle des Baches bei P. 1934 liegt genau in einer der vorherrschenden Kluft-richtungen. Es ist deshalb möglich, daß die Entwässerung der Klüftung des Untergrundes folgt.

5. Zusammenfassung

Die untersuchten Blockströme liegen zwischen 2800 und 1900 m Höhe.

Unterhalb 2500 m konnten keine Anzeichen von rezenter Bewegung festgestellt werden. Diese Untergrenze liegt rund 200 m höher als im bündnerischen Rheingebiet (45, Seite 42).

Die in kleinen Karnischen oberhalb 2600 m endenden Blockströme stehen in engem Zusammenhang mit den Moränen der Gletscherstände im 19. Jahrhundert. Ähnliche Übergangsformen zwischen Moränendecken, welche die schwindenden Kargletscher vollständig verhüllen, und eigentlichen Blockströmen hat Pillewitzer (72) in den Öztaler Alpen festgestellt.

Die fossilen Blockströme enden meist in Höhenlagen um 2000 m. Sie müssen seit mindestens mehreren hundert Jahren inaktiv sein, was aus dem Bestehen einer Reihe von Alpsiedlungen an ihren Stirnen hervorgeht. Sie sind in einer Zeit entstanden, die wesentlich kälter war als die heutige. Eine Zuweisung zu einem bestimmten spät- oder postglazialen Vergletscherungsstadium ist aber nicht möglich.

Die an einzelnen Blockströmen geschätzten Kubaturen zeugen von einem starken Abtrag auf den schuttliefernden Einzugsgebieten. So bedingt beispielsweise die im Blockstrom von Alpe di Scieru abgelagerte Masse eine mittlere Erniedrigung des Einzugsgebietes von rund 15 m. Da man annehmen muß, daß die Blockströme aus postglazialer Zeit stammen, entspricht die erwähnte Erniedrigung der Abtragsleistung in rund 10 000 Jahren.

E. DAS TALGEHÄNGE

Unter dem Begriff Talgehänge verstehen wir hier nur die Region zwischen den heutigen Talböden und der Zone der Verflachungen.

Eingesetzt hat die Gehängebildung mit der Zerschneidung des Hochverflachungsreliefs. Im Verlauf der Entwicklung wuchs das Gehänge, einerseits gegen unten durch lineares Einschneiden der Talgewässer und durch Talvertiefung der Gletscher, andererseits gegen oben auf Kosten der Hochverflachungen durch Denudationsvorgänge im weitesten Sinn. In unserem Gebiet nimmt der Anteil des Gehänges am Talquerschnitt vom Talschluß gegen die Mündung hin anhaltend zu, so daß die sich am Gehänge abspielenden Vorgänge talauswärts eine immer bedeutendere Rolle in der Talentwicklung spielen.

Die Abtragungsvorgänge am Gehänge stehen in engem Zusammenhang mit der fluvialen und der glazialen Talerosion und werden stark beeinflusst durch die petrographisch-tektonischen Gegebenheiten und durch klimatische Faktoren. Andererseits beeinflusst die Denudation im weitesten Sinn wiederum die Vorgänge im Talboden.

I. Böschungsverhältnisse

Die Täler des Tessins zeichnen sich allgemein durch steiles Gehänge aus. Dies trifft auch für unser Gebiet zu; doch bestehen zwischen den mittleren Böschungswinkeln der einzelnen Talhänge beträchtliche Unterschiede. Sie sind nicht in erster Linie petrographisch bedingt. Gesteinswechsel macht sich vor allem in Einzelformen bemerkbar; in großflächigen Gehängeabschnitten kommt er nur bei extremer Steilheit zum Ausdruck. Viel weitgehender beeinflussen Lagerung und Klüftung des Gesteins die mittlere Hangneigung.

Am deutlichsten zeigt sich dies im Val Malvaglia. Es verläuft zwischen Alpe di Pozzo und Madra ungefähr im geologischen Streichen. Der rechte, gleichsinnig mit den Schichten einfallende Talhang weist in den höheren Partien unter der Zone der Verflachungen einen mittleren Böschungswinkel von 22–25°, in den unteren Partien einen solchen von 25–28° auf. Die nur selten aus der mächtigen Schutt- und Moränendecke hervortretenden Gneise fallen mit 25–30° ein. Der heutige, allerdings meist aus Lockermassen bestehende Talhang unterschneidet also die Schichten nicht oder höchstens in geringem Ausmaß. Am linken Talhang, der aus den Schichtköpfen gebildet wird, beträgt der mittlere Böschungswinkel durchwegs 43–53°.

Ähnliche Böschungsverhältnisse besitzt das ebenfalls isoklinal angelegte Val Scengio.

Weniger ausgeprägt macht sich das isoklinale Einfallen der Schichten im Val Soja und im untersten Abschnitt des Val Carassina bemerkbar, da hier die Schichten am Isoklinalhang verhältnismäßig steil stehen.

Einen auffallend asymmetrischen Querschnitt besitzen die drei ESE-WNW verlaufenden Täler Val Pontirone, Val Combra und Val Madra. Ihre linken Hänge sind durchwegs deutlich weniger steil als die rechten. Obschon sie nicht eigentliche Isoklinaltäler sind, wird auch hier der Böschungsunterschied zwischen den gegenüberliegenden Talhängen durch die Gesteinslagerung verursacht. Die Schichten fallen spitzwinklig zur Talachse ein.

II. Wirkungen der Glazialerosion

Als eines der charakteristischen Merkmale glazialer Talerosion gilt der trogförmige Talquerschnitt. Er ist aber in unseren Tälern eher selten vorhanden, obschon die Glazialerosion, wie die Stufenmündungen der Nebentäler und die Trogschlußformen beweisen, kräftig gewirkt hat.

Höhe der Trogwände beim Trogschluß

Täler	Lage der Außenkante der Trogplatte	Höhenlage des Trogrundes	Höhe der Trogschlußwand
Val Malvaglia	2080 m	1860 m	220 m
Val Giumella	2060 m	1840 m	220 m
Val Madra	ca. 2040 m	1840 m	ca. 200 m

Val Combra	ca. 2000 m	ca. 1880 m	ca. 120 m
Val Pontirone	1760 m	ca. 1840 m	ca. 280 m
Val Scengio	ca. 1820 m	1660 m	ca. 160 m

Trogform besitzen auf längere Distanz nur Val Carassina und Val Pontirone. Aber auch bei ihnen weisen die Trogwände nicht die Geschlossenheit auf wie etwa im Val Bavona, im Val Vigornesso oder in der untern Leventina. Besonders dem Val Pontirone fehlt auf der Südseite oft das Gepräge des Trogtals.

Val Malvaglia, Val Madra, Val Combra und Val Scengio besitzen nur im Talschluß wirkliche Trogformen, talauswärts werden sie zu asymmetrischen Kerbtälern oder Sohlenkerbtälern. Val Soja ist ein reines Kerbtal ohne Trogschluß.

Die Trogbildung ist stark abhängig von der Gesteinslagerung. Trogformen sind in unserem Gebiet nicht eigentlich durch Abschleifen des Talgehänges entstanden; Schlißspuren findet man an den Trogwänden höchst selten. Die Glazialerosion wirkte, wie schon Reist festgestellt hat (75), vielmehr ausbrechend und absplitternd, und diese Vorgänge vollzogen sich längs den Kluft- und Schieferungsfugen.

Wo nun die Schichten mehr oder weniger rechtwinklig gegen die Talachse einfallen, brachen Blöcke und Gesteinspakete dachziegelartig aus. Dadurch sind anstelle hoher, steiler Trogwände eine Reihe übereinander gestaffelter Felsbändchen entstanden, und der Talhang setzt sich aus abwechselnd flacheren, meist schuttbedeckten Schieferungsflächen und steilen, aber nur niedrigen Kluftflächen zusammen. Je schiefrieger das Gestein, desto niedriger und seltener sind allgemein diese kluftbedingten Felsbändchen. Eine gewisse Versteilung hatte die Glazialerosion auch an diesen Hängen zur Folge. Das erkennt man deutlich bei den Trogschlüssen. In weiten Gebieten ist sie aber nachträglich durch Massenbewegungen wieder verwischt worden.

Eine viel stärkere Versteilung haben die aus den Schichtköpfen gebildeten Talhänge erfahren. Hier beeinflussten hauptsächlich die steilstehenden, talparallelen Kluftflächen die Ausbruchs- und Absplitterungsvorgänge. So sind mehrere hundert Meter hohe Wände entstanden, wie wir sie auf der rechten Seite des Val Madra und des Val Pontirone sowie auf der linken Seite des oberen Val Malvaglia antreffen.

Die glaziale Talerosion hat also die lagerungsbedingte Asymmetrie der Talquerschnitte nicht zu verwischen vermocht.

Andere typische Anzeichen glazialer Talhangerosion treten bei scharfen Talbiegungen und bei Einmündungen von Nebentälern auf. Überall sind an solchen Stellen die Gehänge auf der Innenseite der Umbiegungen stark überschliffen und abgerundet worden. Dabei sind häufig Eckfluren entstanden. Die schönsten Beispiele finden wir am Talknick des Val Carassina bei Alpe Bolla und an der Mündung des Valle di Giumello.

III. Gehängeverflachungen und Talbodensysteme

Die bereits zur Sprache gebrachte Kritik an den Rekonstruktionen von Eintiefungssystemen wendet sich besonders scharf gegen eine mehr oder weniger vorbehaltlose Verwendung der Gehängeverflachungen.

1. Probleme in unserem Gebiet

Dem Versuch, in unserem Gebiet aus Gehängeverflachungen den Verlauf und die Höhenlage alter Talböden zu bestimmen, stellen sich bei eingehender Prüfung der in Frage kommenden Formen unüberwindbare Schwierigkeiten entgegen.

Sie liegen zum Teil darin begründet, daß das Gebiet nicht ein einzelnes größeres Tal, sondern vier kurze Nebentäler umfaßt. So ist die Anzahl der Verflachungen pro Tal natürlich gering. Dazu kommt weiter, daß im Vergleich mit andern Tälern des Tessins ein verhältnismäßig großer Teil der Talhänge durch Massenbewegungen umgestaltet worden ist. Selbstverständlich dürfen die auf ihnen vorhandenen Verflachungen nicht zur Talbodenkonstruktion verwendet werden. Aus diesem Grund scheiden beispielsweise am ganzen rechten Talhang des Val Malvaglia von Alpe di Pozzo bis zur Mündung alle Verflachungen aus, mit Ausnahme derjenigen von Chiavasco und eventuell auch der Terrasse von Dagro. Im Val Pontirone verhindern die etwa 3 km breite Sackung von Fontana und kleinere Massenbewegungen auf der gegenüberliegenden Talseite ebenfalls die Verbindung der spärlichen und zudem als Talbodenreste fraglichen Verflachungen. Andere Gehänge, wie diejenigen des Val Soja, Val Madra, Val Combra und das linke des Val Malvaglia sind so steil oder tektonisch so beschaffen, daß sich eventuell vorhanden gewesene Terrassen nicht haben halten können. Die an ihnen auftretenden, nur

sehr kleinen Gehängesporne haben für die Talbodenrekonstruktion keine Beweiskraft, da sie in enger Beziehung zu den Gehängerrinnen stehen.

Aus den übrig bleibenden Verflachungen auch nur einigermaßen sichere Niveaus zu rekonstruieren, ist nicht möglich. Deshalb ist zu untersuchen, ob sich diese Reste nicht vom Bleniotal her, wo die alten Talböden schon rekonstruiert worden sind, in ein System eingliedern ließen. Da jedoch die Ansichten Annaheims (8) und Lautensachs (52) über die Systeme des Bleniotals voneinander abweichen, müssen sie zuerst überprüft werden.

2. Die Talbodenrekonstruktionen im Bleniotal

Wir beschränken uns auf den Teilabschnitt zwischen Olivone und Biasca, in welchem unsere Täler einmünden.

Sowohl Lautensach wie Annaheim haben unter den Hochverflachungen zwei Haupteintiefungssysteme nachgewiesen, das Bedrettosystem und das Sobriosystem (nach Annaheim Purasystem).

a) Die Rekonstruktion Lautensachs

Sein «Verzeichnis der Gesimse der Tessinertäler» (52, Seite 66 ff.) nennt für das Bleniotal im Vergleich mit den andern größeren Tessinertälern auffallend wenig Terrassen im Niveau der beiden Hauptssysteme. Dafür enthält es eine Anzahl weiterer Verflachungen, die nach ihrer Höhenlage in zwei «Zwischensysteme» zusammengefaßt werden. Die Terrassen verteilen sich folgendermaßen auf die einzelnen Niveaus an beiden Talflanken:

Systeme	Anzahl Verflachungen		Total
	am westlichen Talhang	am östlichen Talhang	
Bedrettosystem	8	10	18
Zwischensystem	6	–	6
Sobriosystem	7	7	14
Zwischensystem	6	–	6
Total	27	17	34

Darüber hinaus lassen sich am westlichen Talhang noch mindestens 12 Verflachungen finden, die an Größe und Prägnanz vielen der von Lautensach erwähnten nicht nachstehen, sich aber in kein System einordnen. Somit stehen den 17 Verflachungen auf der Ostseite mindestens 39 auf der Westseite gegenüber.

Bevor wir nun die einzelnen Niveaus verfolgen, müssen wir uns mit der Natur der Verflachungen noch etwas näher befassen.

Wir beginnen mit dem östlichen Talgehänge, das aus Schichtköpfen besteht. Da fällt auf, daß der weitaus größte Teil der Bedrettosystemreste aus Eckverflachungen an den Mündungen der Seitentäler besteht. Da solche Ecke aber sehr oft das Werk reiner Talhangerosion oder glazialer Überschleifung sind (vgl. 27, 62, 63), dürfen streng genommen nur diejenigen als Talbodenreste zur Systemrekonstruktion verwendet werden, welche sich über die Hangumbiegung hinaus im Gehänge der beiden Täler fortsetzen. Diese Forderung erfüllt keine der von Lautensach genannten Eckterrassen. Für diesen Mangel ließe sich eventuell noch die starke nachträgliche Denudation verantwortlich machen; es sprechen aber auch andere Merkmale gegen die Auffassung, daß es sich hier um Talbodenreste handle.

Die Eckverflachung von Pradöira (1460) an der Mündung des Val Soja, ist eindeutig das Werk selektiver Erosion, die hier aus der Triaszone zwischen Adula- und Sojagneisen eine prächtige Verflachung herauspräpariert hat.

Der an der gegenüberliegenden Talkante des Val Soja gelegene Flachsporn Pian Premesti (1560) verdankt seine Entstehung der klüftungsabhängigen, sehr starken Hangauflockerung. Die Zerrüttung ist an kleinen Sackungsmulden, offenen Kluftspalten und gestörter Lagerung des Gesteins bis auf 1360 m hinunter zu verfolgen und steht im Zusammenhang mit mehreren kleinen Felsstürzen und -rutschungen gegen Torre und Moncurou hin.

Bei der Mündung des Val Malvaglia treten an der nördlichen Talhangkante drei verschiedene Verflachungen in 1600 m (Cassina), 1360 m (Dagro) und 1200 m auf. Lautensach ordnet die ausgeprägteste, diejenige von Dagro, ins Bedrettoniveau ein, die beiden andern läßt er unberücksichtigt. Nun ist aber der westlichste Teil der Terrasse von Dagro, der im Kurvenbild der Landeskarte als flachste Partie erscheint, nichts anderes als ein muldenförmiges Nackentälchen, das sich parallel zur Abrißkante des Ludiano-Bergsturzes bis nach Cassina hinauf zieht. Auch unter und unmittelbar östlich der Häuser von Dagro tritt Sackungs- und Bergsturzgelände auf. Dazwischen ist die Terrasse mit Moräne be-

deckt. So läßt sich ihre Natur nicht restlos erklären; doch muß angesichts der unmittelbar benachbarten Massenbewegung bezweifelt werden, ob sie in ihrer heutigen Form einen alten Talbodenrest darstellt.

Auf der Südseite des Val Malvaglia gehört nach Lautensach die Eckverflachung von Monte Crech (1160) zum Bedrettosystem. Ihre zu tiefe Lage könnte mit glazialer Abschleifung erklärt werden; es ist aber ebenso gut möglich, daß die Terrasse überhaupt erst durch die glaziale Erosion an der Gehängeumbiegung entstanden ist.

Die Bedrettoresste beidseitig der Mündung des Val Pontirone, Sulgone (1400 m) und Svallo (1340 m) sind als reine Eckverflachungen ohne Fortsetzung im Talgehänge wenig beweiskräftig.

Von den Bedrettosystemresten, die nicht an Gehängeumbiegungen liegen, ist Pordè, östlich Aquarossa, lediglich ein kleiner, durch zwei Rinnen aus dem Talhang herausgeschnittener Vorsprung, der auf der von Lautensach benutzten Siegfriedkarte viel zu groß dargestellt ist.

Am besten entspricht das Gesimse von Stabbio (1160 m)-Ghiringelli (1240 m) einem echten Systemrest. Allerdings liegt auch es in einem Abschnitt starker glazialer Hangerosion. Zudem wird die scharfe Außenkante teilweise durch den Abrißrand des Ludiano-Bergsturzes gebildet und stellt nicht den ursprünglichen Terrassenrand dar.

Eher noch fragwürdiger als die Bedrettosystemreste sind die des Sobriosystems. Sie sind durchwegs klein, abschüssig und liegen zum Teil sehr weit auseinander. Gesteinswechsel (Cregua, 1000 m), glaziale Talhangerosion (Roredò, 886 m) und Mündungserosion (Val Malvaglia, Val Pontirone) können auch bei ihnen ebenso gut für die Entstehung verantwortlich sein wie die Taleintiefung.

Wenden wir uns nun der westlichen Talflanke zu. Ihr stellenweise fast verwirrender Reichtum an Terrassen und Terräßchen, Leisten und Hangkanten in jeder beliebigen Höhenlage erweckt immer nur auf kurze Strecken den Eindruck von zusammenhängenden Niveaus, bietet aber bei der Systemrekonstruktion eine Menge Kombinationsmöglichkeiten. Die Häufung von Verflachungen in einzelnen Hangabschnitten und das fast vollständige Aussetzen in andern Partien legt aber die Vermutung nahe, daß in starkem Maß lokal wechselnde Gegebenheiten an ihrer Bildung beteiligt seien.

Nach dem geologischen Bau läßt sich der Talhang zwischen Olivone und Biasca in drei Zonen gliedern. Von Olivone bis Ponte-Valentino besteht er aus stark verfalteten, gegen E einfallenden Gneisen, denen vereinzelt noch kleine Triasfetzen als letzte Erosionsrelikte auflagern. Anschließend folgt die komplex gebaute, zum Teil aus Mesozoikum bestehende Molaremulde, die im S. bei Cumiasca, westlich Aquarossa, ihren Abschluß findet. Weiter südlich besteht das Gehänge aus talwärts einfallenden, durch die Hangneigung oft unterschrittenen Orthogneisplatten.

Auffallend reich an Verflachungen ist die Zone der Molaremulde. Eine enge Abhängigkeit der Morphologie vom tektonischen Bau ist hier sowohl in der großen Hangeinbuchtung, wie im Verlauf der Gehängerinnen unverkennbar. Ganz besonders schön zeigt sie sich in der Umgebung von Marolta. Hier bilden die den Gneiß auflagernden und mit ihnen verfalteten Triasreste schöne Verflachungen bei Ponto-Valentino (715 m), Marolta (793 m) und Castro (852 m). Lautensach erwähnt sie nicht. Dagegen fehlt von einer Leiste in 900–960 m Höhe über Castro, wie er sie in seinem Sobriosystem angibt, jede Spur.

Die weiteren, meist zum Sobrioniveau gehörenden Verflachungen von Chiesa di Negrentino (857 m), Leontica (876 m), Cumiasca (828 m), Corzonesco (715 m), die allerdings zum Teil schon im Paragneis der Lucomagnodecke liegen, zeigen stellenweise eine klare Übereinstimmung ihrer innern oder äußern Ränder mit Gesteinsgrenzen.

In den höheren Hangpartien lassen sich solche Übereinstimmungen nicht nachweisen. Eine mächtige Moränendecke verhindert hier genaue Untersuchungen und verhüllt auch möglicherweise vorhandene Felsrutschungen. Immerhin fällt auf, daß das im Triasdolomit gelegene, prächtige Verflachungsband von Pianezza (1513 m) – Piede del Sasso (1542 m) – Foppa (1565 m), das Lautensachs Hauptzeugen für das Bedrettoniveau darstellt, weder südwärts noch nordwärts in gleicher Höhenlage über die geologische Mulde hinausreicht.

Um die Entstehung oder Umwandlung einer Reihe von hauptsächlich zu Lautensachs Sobrioniveau gehörenden Verflachungen besser erklären zu können, müssen wir noch eingehender als bisher die Wirkung glazialer Seitenerosion berücksichtigen. Ihre Leistung ist u. a. abhängig von der Größe des Eisdruckes (57, 59). Kräftige Glazialerosion haben wir also dort anzunehmen, wo der Querschnitt des Gletscherbettes kleiner wird oder wo infolge von Konfluenz die Eismasse sprunghaft zunimmt. Überdurchschnittlich starke Bearbeitung müssen auch exponierte Gehängevorsprünge und Prallhänge direkt unterhalb von Talumbiegungen erfahren haben.

Die Untersuchung des Bleniotals auf solche Stellen gesteigerter Glazialerosion hin wird dadurch erschwert, daß der Felsboden bis auf wenige Stellen verschüttet ist. Seine Form und sein Längsprofil können deshalb meist nur anhand der Talquerschnitte vermutet werden.

Von Olivone an reicht eine Übertiefungsstrecke bis zum Grumascio-Riegel, dessen Lage mit der Mündung des Val Soja und der Richtungsänderung des Tals zusammenfällt (vgl. Seite 26f.). Die Abnahme der glazialen Bettiefe wird hier kompensiert durch eine starke Weitung des Talquerschnittes. Besonders das östliche Talgehänge erscheint stark zurückversetzt.

Unterhalb des Grumascio muß wieder eine beckenartige Vertiefung angenommen werden. Gegen Aquarossa zu verengt sich der Talquerschnitt. Zugleich scheint auch, wie aus dem Verlauf des Anstehenden am Gehängefuß vermutet werden kann, der Felsboden zu einer ungefähr bei Aquarossa liegenden Schwelle anzusteigen. Dieser Verkleinerung des Bettquerschnittes entspricht eine starke glaziale Bearbeitung des beidseitigen Gehänges, die sich besonders an der bereits früher erwähnten Terrassenlandschaft Chiesa di Negrentino-Leontica-Casserio bemerkbar macht (siehe Seite 71). Die Annahme, es handle sich hier um einen alten Talbodenrest, kann höchstens unter Vorbehalt starker nachträglicher Überformung und Abschleifung Gültigkeit behalten; denn die innern und äußern Terrassenränder halten sich nur schlecht an ein bestimmtes Niveau, und einzelne Verflachungen, wie Negrentino, P. 715 bei Corzenesco und P. 870 südlich Casserio sind durch kleine Mulden vom Talgehänge abgetrennt, die nur der Glazialerosion zugeschrieben werden können. Auch Lautensachs Versuch, die Verflachungszone in zwei Systeme zu gliedern, befriedigt nicht, da höhere und tiefere Verflachungen ineinander übergehen.

Von Aquarossa bis nach Motta liegt das Bleniotal im Streichen einer stark ausgeprägten Klufrichtung. Gegen den Sporn von Vallaa (872 m) am Talknick bei Motto hin wird die westliche Flanke zum glazialen Prallhang. Terrassen fehlen vollständig bis 600 m über dem heutigen Talboden. Dafür treten ausgedehnte postglaziale Felsabbrüche auf. Vallaa selber, das an der Innenkante der Talumbiegung liegt, ist eine stark überschiffene, durch eine Mulde vom Gehänge getrennte Kuppe, die nicht als Talbodenrest bezeichnet werden kann.

Der Talknick von Motto ist wiederum mit einer Schwelle in der Felssohle verbunden. Sie wird teilweise durch die Bergsturzmasse von Ludiano verdeckt, läßt sich aber bei Malvaglia-Rongie bis an den Brenno feststellen. Auch hier zeigt das Gehänge deutliche Spuren verstärkter Glazialerosion. Von Motto an wird die östliche Talseite zum Prallhang. Die glaziale Seitenerosion hat hier, wo sich die talparallelen Kluftsysteme der beiden Talrichtungen im Gehänge schneiden, so stark gewirkt, daß postglazial der Bergsturz von Ludiano ausgebrochen ist.

Am westlichen Talhang dagegen treten von der Umbiegung an übereinander vier Verflachungsniveaus auf. Das tiefste, Lautensachs unterstes Zwischensystem, zieht sich in ungefähr 600 m Höhe hin. Darüber folgt das Sobrioniveau Vallaa-Navone (765 m). Beide Niveaus gehen stellenweise ineinander über und sind glazial stark überschiffen. Gegen ihre Verwendung bei Talbodenrekonstruktionen gelten deshalb ähnliche Vorbehalte wie bei der Verflachung von Leontica. In 1100–1200 m liegt das kaum verflachte Gesimse Rasoir-Pianezza-P. 1156, nach Lautensach wiederum ein Zwischensystem, und rund 400 m höher schließlich das Bedrettoniveau Pusced (1505 m) – Cava (1537 m) – Sosto (1546 m) – Pozzo (1594 m).

Alle vier übereinander gestaffelten Verflachungsreihen brechen im S an einer felsigen Gehängekante ab, die sich von P. 693 südlich Navona über Marzanca (943 m), und P. 1408 schräg durch das Gehänge bis zu P. 1484 südlich Pozzo hinauf zieht. Weiter südwärts treffen wir eine weitere solche Kante, die der ersten parallel läuft und noch schärfer hervortritt. Sie läßt sich von Gheisc über Pitighet (768) und P. 1143 bis gegen den Gratrücken bei Muriscio hinauf verfolgen. An diesen Hangkanten – man könnte sie stellenweise fast als Abrißkanten bezeichnen –, setzt deutlich eine verstärkte Gehängeauflösung ein. Damit kommen wir auf einen weiteren Faktor zu sprechen, der am Westhang des Val Blenio von Ludiano an südwärts eine morphologisch wichtige Rolle spielt: die Hangrutschung und -auflösung.

Die geologische Karte enthält zwar keine direkten Hinweise für Massenbewegungen, in Wirklichkeit kann man aber deutliche Anzeichen erkennen. Südlich der ersten der beiden erwähnten Gehängekanten trifft man vielfach kleine Felswändchen, die intensiv zerrüttet und in Zerfall begriffen sind. (In der mittleren Hangpartie zum Beispiel über und unter Tasp [1041–1113 m]; ferner südlich davon bei P. 1143.9 und bei Censo [1161 m]. In tieferen Lagen bei P. 693 südlich Navone, bei Pitighet [768 m], bei Rampeda und bei P. 758 über Loderio.) Möglicherweise ist diese Gehängezerrüttung die Folge starker Seitenerosion des durch die gegenüber einmündenden Malvaglia- und Pontironegletscher abge-

drängten Bleniotalgletschers. Sicher aber wird sie begünstigt durch das isoklinale Einfallen der Gneisbänke und die steilstehende talparallele Klüftung. Wie tief sie reicht, habe ich nicht feststellen können, doch scheint mir ihre Wirkung so groß, daß gegenüber dem Einbezug der hier vorhandenen Leisten in ein Talbodensystem größte Vorsicht am Platz ist (Lautensach zählt Censo zum obern Zwischensystem).

Gewisse Anhaltspunkte führen zur Vermutung, daß die Hangbewegung schon nördlich der erwähnten Hangkanten einsetzt und die Lage der auffallenden Terrassen von Sosto, Pozzo und Pusced beeinflußt hat. Wenn man nämlich von der westlichen Wasserscheide des Bleniotals zwischen I Cogn (2166) und dem Sasso Vetro irgendwo gegen das Tal absteigt, gerät man schon wenig unterhalb des Grates in eine ausgedehnte, grobblockige Trümmerhalde, die stellenweise richtige Bergsturzsformen aufweist. Die Hangauflösung ist hier ohne Zweifel tiefgründig. Die Trümmerfelder reichen bis auf das Verflachungsband Pusced-Pozzo hinunter, wo die Moränendecke beginnt. An den Verflachungen selber fällt auf, daß jede in ihrem Verlauf von N nach S absinkt, Pusced (1505 m) gegen P. 1359, Sosto (1546 m) gegen P. 1408 und Pozzo (1594 m) gegen P. 1484. Zudem sind die Felspartien unter ihren Außenrändern stark zerrüttet, besonders unter Pozzo – P. 1484. Das erweckt den Eindruck, die schiefe Lage der Verflachungen könnte durch zunehmende Abrutschung ihrer südlichen Teile entstanden sein. Ob eventuell auch die Leiste von Pianezza gegenüber derjenigen von Rasoiria etwas abgerutscht ist, kann ich nicht mit Sicherheit beurteilen; doch weisen auch hier die Felsen unter P. 1108 und zwischen den beiden Gesimsen starke Auflockerungs- und Zerfallerscheinungen auf.

Eine endgültige Beurteilung der Terrassenverhältnisse am westlichen Gehänge des Bleniotals würde eine viel eingehendere Untersuchung verlangen, als sie mir aus Zeitgründen möglich war. Immerhin dürfte sich doch schon gezeigt haben, daß das Gehänge wenig sichere Grundlagen für die Rekonstruktion alter Talböden bietet.

Auf die vielfach starke nachträgliche Zerstörung von Terrassenresten haben schon Lautensach (52, Seite 54) und Annaheim (8, Seite 99, 101, 109) selber hingewiesen; aber oft wurde ihr eben nur dort Rechnung getragen, wo sie zur Erklärung einer «Anomalie» im Systemverlauf dienen konnte. Zu wenig ist jedoch nach meiner Ansicht die Möglichkeit berücksichtigt worden, daß Verflachungen überhaupt auf ganz andere Art als durch fluviale Talbodenzerschneidung entstanden sein können (vgl. 27, 29).

Wie weit man nachträglich umgestaltete Verflachungen als «verschleierte Systemreste» (8, Seite 109) bezeichnen will, ist zum großen Teil eine Ermessensfrage, da die nachträgliche Umformung quantitativ kaum erfaßt werden kann.

Zum Abschluß ist noch Lautensachs Niveauführung zu untersuchen. Bei Olivone nimmt er eine Bedrettotalebodenhöhe von 1350 m an, obwohl die zugehörigen Niveaureste, Monti Gorda (1782 m) und Anveuda (über 1600 m) beträchtlich höher liegen. Beim Eintritt in die Molaremulde weist sein Bedrettotoniveau zwischen den zwei unmittelbar benachbarten Terrassen Gariva (1682 m) und Piede del Sasso (1547 m) einen Sprung von etwa 140 m auf. Weiter talabwärts liegen die Bedrettotoniveaureste am westlichen Talhang 150–400 m (!) höher als die gegenüberliegenden, zum gleichen Niveau gehörenden Verflachungen. Zudem fehlt ihnen rechts von Piede del Sasso bis Pozzo und links von Pordè bis Svallo auf eine Strecke von 9 km jegliches Gefälle in der Talrichtung. Dafür wird dann bei Biasca die Annahme eines 180 m hohen Gefällsknicks nötig, um den Anschluß ans Bedrettosystem der Riviera zu finden.

Das Sobriosystem verläuft allgemein ausgeglichener; nur ist es durch eine viel kleinere Zahl von Verflachungen belegt.

In beiden Systemen treten bis 4,5 km lange Terrassenlücken auf.

Diese Mängel haben Annaheim bewogen, Lautensachs Niveauführung zu korrigieren.

b) Die Rekonstruktion Annaheims

Annaheim nennt die von ihm verwendeten Verflachungen nur da, wo sie von denen Lautensachs abweichen. Man muß deshalb annehmen, daß er in den übrigen Fällen die gleichen wie Lautensach benutzt hat.

Während sich Lautensach bei seiner Rekonstruktion hauptsächlich von den großen und ausgeprägten Formen leiten läßt (52, Seite 53 und 55), dagegen Gefällsunregelmäßigkeiten in Kauf nimmt und sich um die Vertikalabstände zwischen den einzelnen Niveaus oft wenig kümmert, legt Annaheim gerade auf diese beiden Merkmale großen Wert, da er daraus Schlüsse auf die Hebung und Aufwölbung des Gebirges zieht.

Annaheim nimmt den Bedrettotaleboden bei Olivone «auf Grund reicher Verflachungsfolgen im Umkreis dieser Ortschaft» (8, Seite 102) in 1500 m Höhe an. Bis ungefähr nach Dongio rekonstruiert er

gleich wie Lautensach. Um dann aber ein ausgeglichenes Gefälle zu erhalten, verbindet er auf der Westseite die Terrasse von Piede del Sasso südwärts mit Lautensachs oberem Zwischensystem Rasoira-Pianezza, was wegen der dazwischen liegenden verflachungsfreien Strecke möglich ist. Da er jedoch auf der Ostseite keine entsprechende Korrektur vornimmt, liegen nun, im Gegensatz zu Lautensach, seine Bedrettosystemreste am westlichen Talhang durchschnittlich 150 m tiefer als die am östlichen. Bei Ludiano zeichnet er den durch «Talwegisohypsen» angegebenen Bedretttotalboden sogar etwas höher als die dazu gehörende Systemleiste Rasoira-Pianezza (8, Seite 100), was natürlich eine nachträgliche Erniedrigung der Leiste voraussetzt.

Das Sobriosystem nennt Annaheim Purasystem; doch tritt er auf dessen Rekonstruktion nicht näher ein. Hingegen sieht er in Lautensachs Zwischensystem die grundsätzliche Bestätigung für eine Vielphasigkeit der Taleintiefung ähnlich der im Sottoceneri.

c) Die Ansicht von Seiffert

Seiffert (98) ist durch seine Untersuchungen im Calancatal zu einer etwas modifizierten Ansicht gekommen. Er findet anstelle eines Bedrettoniveaus deren zwei im Abstand von 210–220 m. Eine solche Verdoppelung des Bedrettoniveaus wäre auch im Bleniotal der geeignetste Weg, um möglichst viele Verflachungen des westlichen Talhangs in Eintiefungssysteme mit ausgeglichenem Gefälle einordnen zu können. Sie wird ja auch durch Lautensachs Zwischensysteme bereits angedeutet. Dabei darf aber nicht übersehen werden, daß durch diese Phasenvermehrung die Dichte der Systemreste pro Niveau auf der östlichen Talseite, wo sie verhältnismäßig gering ist, noch einmal abnimmt. Zudem vermindern sich auch die Höhenabstände zwischen den einzelnen Niveaus. Was für Folgen das haben kann, sagt Seiffert selber (98, Seite 43): «Die Unkenntnis des eiszeitlichen Abtrags an einer bestimmten Stelle und sein im allgemeinen doch beträchtliches Ausmaß von maximal bis zu 150 oder 200 m haben nun die weitere Konsequenz, daß ein Flachrest eiszeitlich so stark erniedrigt worden sein kann, daß er in die Nähe des nächst tieferen Niveaus gelangt oder sogar genau in dieses hineinpaßt.» Und auf Seite 46 schreibt er: «Viele Terrassen dürften hier im Ausmaß der glazialen Eintiefung der Talsohle erniedrigt sein.» Aus diesen Gründen deutet er im Calancatal die Verflachungen, die etwa 100 m unter dem Purasystem liegen und also im Bleniotal Lautensachs unterstem Zwischensystem entsprechen, als durch glaziale Abschleifung entstandene Verdoppelung des Purasystems.

Damit nähert sich Seiffert etwas dem Standpunkt Gerbers, der in 29, Seite 233 schreibt, daß «die Kritik sich nicht gegen die Idee der Talbodenrekonstruktion» richte und daß die größte Schwierigkeit nicht im Zusammenfassen ähnlicher Formtypen liege, sondern in der Aussage, es handle sich dabei um die Reste eines genau datierbaren Talbodensystems.

3. Zusammenfassung

Es wurde festgestellt, daß die Täler unseres Gebietes zu wenig brauchbare Verflachungen aufweisen, um alte Talböden rekonstruieren zu können. Im weiteren hat sich ergeben, daß auch die im Bleniotal gemachten Rekonstruktionsversuche keinen sicheren Ausgangspunkt für die Einordnung der vereinzelt Terrassen unseres Gebietes in Talbodensysteme bilden.

IV. Massenbewegungen

Die geologische Karte Jennys und der Erläuterungstext dazu (47) waren mir bei der Arbeit eine außerordentliche Hilfe. Von den verhältnismäßig vielen Massenbewegungen sind aber in der Karte eine ganze Reihe nicht oder nur teilweise enthalten, und die übrigen kommen im Text mehr nur nebenbei zur Sprache. Mögen sie auch geologisch nur eine beschränkte Bedeutung haben, so spielen sie dagegen in der Morphologie unseres Gebietes eine sehr wichtige Rolle. Während die Kartenskizzen alle festgestellten Bergstürze, Sackungen und Rutschungen enthalten, werden in der folgenden Beschreibung nur die wichtigeren berücksichtigt.

1. Val Carassina

a) Die Sackung von Alpe Cassimoi

Zwischen Alpe Bresciana und Alpe Cassimoi schiebt sich das westliche Talgehänge an der Basis bogenförmig bis etwa 90 m weit in den Talboden vor. Die Ursache ist eine Sackung, deren Abriß in etwa 2160 m Höhe am untern Rand der Hochverflachung liegt. Sie nimmt eine Fläche von rund 0,4 km² ein und besitzt an der Basis eine maximale Mächtigkeit von 60–70 m.

Der größere Teil ist unter ziemlich guter Wahrung des Gesteinsverbandes abgesackt. Teilweise liegt ihm Moränenschutt auf. Die Bächlein fließen von der Hochverflachung oberflächlich über das versackte Gehänge ab, haben aber auffallende, aktive Erosionsanrisse zur Folge.

An der nördlichen Flanke der Sackungsmasse hat sich ein kleinerer Bergsturz entwickelt, dessen Trümmer im Tal einen Riegel bilden. Dadurch ist der Carassinabach gestaut worden. Oberhalb der Sackung hat er beträchtlich aufgeschottert (vgl. Seite 92), am untern Ende dagegen hat er sich bereits bis 15 m tief in die Bergsturztrümmer eingefressen.

b) Der Bergsturz bei Monti Compieto

Die Abrißnische liegt am Grat südlich von Monti Compieto bei P. 2115. Sie zeichnet sich durch starke, der Klüftung folgende Gratauflösung aus.

Der Bergsturz hat östlich der Cascata Inferiore den Boden der engen Mündungssteile erreicht. Ein Teil der Masse ist hier zum Stillstand gekommen, hat den Carassinabach gestaut und zum Aufschottern gezwungen. Der andere Teil ist in der Talrichtung abgelenkt worden und über die Cascata hinaus in das Becken von Olivone abgefahren.

Durch die Aufschotterung des Carassinabaches und die Schutzzufuhr aus Gehängerinnen ist der oberhalb des Wasserfalls abgelagerte Bergsturziiegel weitgehend eingedeckt worden, so daß nur noch der höchste, aus groben Blöcken bestehende Rücken herauschaut. Er schließt als niedriger Wall die Schotterebene von Compieto ab (vgl. Seite 93f.).



Blick von E auf den Rücken des Bergsturziiegels und die davor liegende Aufschotterungsebene von Monti Compieto. Das Abrißgebiet befindet sich auf der linken Seite in der tektonisch stark beanspruchten Stirnregion der Aduladecke. Rechts der aus Bündnerschiefer bestehende Hangfuß des Sosto.

2. Val Soja

Kleine Bergsturzablagerungen liegen bei Airale und Moncurou.

Eine deutliche Ausbruchsnische erkennt man ferner auf der südlichen Talseite östlich P. 2543 am Uomo. Die Sturzmassen müssen durch das Tobel in Richtung Monti Soja abgefahren sein, doch läßt sich das Ablagerungsgebiet infolge nachträglicher starker Verschwemmung nicht mehr gut feststellen. Wahrscheinlich erfolgte der Ausbruch auch nicht in einem einzigen, sondern in einer unbekanntenen Anzahl kleinerer Bergstürze.

Bei der großen Steilheit des Gehänges ist anzunehmen, daß sich noch weitere Massenbewegungen ereignet haben; doch können charakteristische Formen nicht nachgewiesen werden.

3. Val Malvaglia

a) Das westliche Talgehänge

Es bildet von Alpe di Pozzo bis zum Talausgang mit Ausnahme einiger weniger Stellen ein zusammenhängendes Rutschungs- und Sackungsgebiet.

In den untern Gehängepartien ist der versackte Fels auf weite Strecken durch eine mächtige Moränendecke, stellenweise auch durch bergsturzähnliche Trümmerhalden bedeckt. Die unruhigen Oberflächenformen weisen auf weit verbreitete Schuttrutschungen hin. Auftretende Felsbänder sind immer stark zerrüttet und zeigen meist auffällige Lagerungsstörungen. Einzig die Felsköpfe unter Anzano und Chiavasco scheinen einigermaßen anstehend zu sein.

Deutlicher treten die Sackungs- und Rutschungserscheinungen in den höhern Gehängepartien, oberhalb etwa 1900 m, hervor. Dabei ist leicht zu erkennen, daß das Gehänge aus mehreren Sackungszonen besteht, deren Anrißbogen einander überschneiden.

Die Obergrenze der Felsbewegung verläuft girlandenförmig auf und ab. An den Ausläufern der Gräte greift die Rutschung durchwegs über 2200 m, stellenweise sogar wesentlich höher hinauf; bei den dazwischen liegenden Mulden setzt sie in den untersten Partien der Hochverflachungen oder unmittelbar unter ihrem Außenrand ein.

In der folgenden Beschreibung werden die einzelnen Zonen nach Siedlungsnamen an ihrem Fuß oder in ihrem untersten Abschnitt bezeichnet.

Die Zone von Alpe di Pozzo–Alpe di Bolla

Die verrutschte Masse besitzt in 2000 m Höhe einen deutlichen, flachen Nacken. Darüber reicht aber die Rutschung am östlichen Ausläufer des P. di Scieru-Grates bis über die beiden den Grat in 2260 m Höhe schneidenden Zerrklüfte hinauf.



Blick von A. di Pozzo auf den P. di Scieru-Grat. Links die Zerrklüfte in 2260 m (vgl. auch Abbildung Seite 46). Die Rutschung reicht bis gegen den Gipfel hinauf. Im Vordergrund rechts mehr oder weniger anstehender Fels, links, durch eine Mulde abgegrenzt, eine versackte Partie der Hochverflachung.

Die Bewegung ist zur Hauptsache auf den parallel zur Hangoberfläche liegenden, mit 35–40° nach NE einfallenden Schichtflächen erfolgt. Während die Südwand des östlichen Ausläufers von P. di Scieru aus Anstehendem gebildet wird, zeigt sein gegen NE abfallender Rücken eine im obern Teil nur wenig mächtige, gegen unten immer tiefer greifende Auflockerung und Verrutschung.

Die Abdrängung des Orino ist direkt unterhalb Alpe di Pozzo, wo die versackte Masse ihre größte Mächtigkeit erreicht, am stärksten.



Rechts der nach NE abfallende, in Auflösung begriffene Rücken des P. di Scieru. In der Mitte di C. di Piancabella. Links der Sasso Luzzone, dessen östlicher Ausläufer in einzelne, versackte Felsschollen aufgelöst ist. Zwischen P. di Scieru und Sasso Luzzone das Hochtalkar von Alpe di Scieru. Der Abrißbrand bildet hier die Außenkante der Hochverflachung.

Die Zone von Alpe di Bolla bis zur Mündung des Giumello-Baches

Die bis in 1800 m Höhe hinaufreichenden Plattenschüsse westlich Alpe di Bolla scheinen anstehend zu sein. Südwestwärts von ihnen, unter Alpe di Scieru, setzen zwei bogenförmige Anrißnischen ein. Das Gehänge unter ihnen macht bis auf 1640 m hinab einen ruhigen Eindruck, dann wird es von kurzen, hangparallelen Sackungsmulden durchsetzt. Die von Alpe di Scieru herunterfließenden Bäche verschwinden zum Teil in Zerrspalten. Im Bereich ihrer Mündung ist der Hangfuß am weitesten vorge-schoben. Das hat im Längsprofil des abgedrängten Orino zur Bildung einer Steile geführt.

Die Zone von der Mündung des Giumello-Baches bis nach Garina

Deutliche Merkmale von Felsrutschung setzen am Sasso Luzzone in etwa 2200 m Höhe ein. Möglicherweise ist aber der ganze Sasso di Luzzone von der Rutschung ergriffen worden. Dies ist nicht ohne weiteres festzustellen, da die Gesteinslagerung bei Rutschung auf den Schichtflächen unter Umständen kaum verändert wird. Zwischen P. 3211 und P. 2368 macht der Fels einen kompakten Eindruck.

Auf Alpe Luzzone liegt ein knapp 20 m hoher Abrißbrand in 2150 m Höhe direkt vor der Stirn des Blockstroms. Darunter durchziehen an Klüftung gebundene Zerrspalten in nordöstlicher Richtung die Alp. Der Siedlung fehlt eine Quelle. Das Wasser muß aus einem etwa 10 m tief in den Fels getriebenen Schacht geschöpft werden.

Daß die Bewegung, wenn auch möglicherweise nur wenig tiefgründig, über Alpe Luzzone hinaufgreift, beweisen die Fließwülste und die Graterreißung südwestlich P. 2311 (vgl. auch Luftaufnahme Seite 61 und Text Seite 41 ff.).

Von Alpe Trosvald (1911 m) bis zum Talboden hinunter ist der Hang vollständig von Moräne be-deckt. Schwach ausgeprägte Abrißbogen umfassen das ganze Verflachungsband von Cusiè (1654 m). Ob die Bewegung hier nur die Schuttdecke ergriffen hat oder bis in den Fels hinabreicht, konnte nicht festgestellt werden.

Am Hangfuß deuten verschiedene subrezente Anrißkanten, die 60–100 m über den Talboden hinaufgreifen, auf Schuttrutschungen hin. Oberhalb dieser Kanten trifft man oft Stauchwülste an, besonders



südlich der Alphütten bei P. 1414. Mit dem einfachen Mittel des Pfähle-Einrammens haben die Bewohner die oberflächliche Bewegung aufzuhalten versucht.

Unter P. 1414 springt der Fuß des verrutschten Hanges besonders weit in den Talboden vor. Zugleich hat sich eine von der gegenüberliegenden Talseite stammende Bergsturzmasse quer durch den Talboden bis an seine Stirn abgelagert. Dadurch ist der Orino gestaut und zum Aufschottern gezwungen worden (siehe Abbildung oben).

Am westlichen Rand der Aufschotterungsebene treten aus dem Rutschhang zwei Quellen aus.

Die Zone von Garina bis Anzano

Die Bewegung setzt mit einer Reihe flachgründiger Abrißbögen am Grat bei P. 2313 an. Sie hat sich in zwei Richtungen entwickelt. Der nördliche Teil bewegt sich als Felsrutschung ungefähr im Schichtfallen gegen E, der südliche Teil sackt nach SE ab. Die Grenzlinie verläuft von P. 2313 südlich an Alpe Prato di Cüm vorbei, über P. 1784.6, gegen P. 1416 nordöstlich von Anzano. Bei Alpe Prato di Cüm treten längs der SE streichenden Klüftung gestaffelte, in der Fallinie verlaufende Sackungsmulden auf, an denen die Bewegung gegen SE einsetzt. Die ausgedehnten jungen Aufforstungen südlich und südwestlich P. 1784.6 bilden keine genügende Sicherung gegen die Versackung. P. 1784.6 scheint von der langsamen Bewegung ergriffen zu sein; genaue Anhaltspunkte ließen sich allerdings nur aus Nachvermessungen gewinnen.

Auch in dieser Zone treten am Gehängefuß subrezente Anrisse auf.

Der bei Cregua (1332 m) herunterfließende Bach hat ein großes Tobel in die Schuttdecke des Hanges eingefressen. Die Ränder des Tobels scheinen gegenwärtig inaktiv zu sein; das ganze Gebiet in der Umgebung von Cregua befindet sich jedoch in langsamer Rutschung. Nördlich der Hütten ereignen sich besonders nach der Schneeschmelze infolge der starken Durchnässung des Bodens periodisch oberflächliche Bewegungen größeren Ausmaßes, die die Vegetationsdecke zerstören. In diesem Rutschgebiet treten auch verschiedene kleinere Quellen aus (vergl. Photo S. 80).

Der Cregua-Bach fließt, soweit es sich feststellen läßt, auf anstehendem, nach E einfallendem Gneis. Damit läßt sich aus der Tiefe seines Tobels die Mächtigkeit der dem Hang auflagernden Schuttdecke bestimmen. Sie beträgt bei Cregua maximal 90 m.



Schuttrutschung beidseitig der Mündung des Cregua-Baches. Unruhige Oberflächenformen, zum Teil jedoch künstliche Terrassierung. Durch subrezente Anrisse versteilter Gehängefuß. Bei der Brücke ungefähr in der Bildmitte fließt der Orino auf Anstehendem. Links auf einer Schutterrasse die Siedlung Dandrio. Der Schutt stammt zum Teil vom rechten Talhang, der Einschnitt des Orino erfolgte postglazial (vgl. auch Seite 96).

Auch südlich des Cregua-Baches treten am Hang Schuttrutschungen auf. Meiner Ansicht nach wirkt sich die zu Bewässerungszwecken von Alpe die Scieru hergeleitete Bisse, die hier in etwa 1700 m Höhe ausläuft, nachteilig auf die Stabilität der Schuttdecke aus.

Die Zone von Anzano bis Chiavasco

Unter den höchsten Abrißbögen bei P. 2313 treten in den mittleren und unteren Hangpartien wesentlich kräftigere Abrißkanten auf, die alle der SE streichenden Klüftung folgen.

Die Bewegung folgt hier nicht mehr den Schichtflächen. Die Moränendecke wird von großen, grobblockigen Trümmerfeldern unterbrochen. Einzelne Felsköpfe, besonders der von Chiavasco sind von der Bewegung nicht ergriffen worden.

Die Zone von Chiavasco bis zum Talausgang

Hier läßt sich die Obergrenze der Bewegung nicht mit Sicherheit feststellen. Während über Alpe di Prato (2012 m) eindeutige Bergsturz- und Sackungsformen auftreten, scheint die Alp selber und das waldige, mit Gehängeschutt bedeckte Gehänge darunter standfest zu sein.

Zwischen Cassina (1614 m) und Dagro (1363 m) liegt eine zusammenhängende Moränendecke. Dagegen reichen ostwärts bis zum Bach, der bei Rasoir in den Orino mündet, grobblockige Trümmerhalden bis auf fast 1600 m Höhe hinauf. Die darin auftretenden Felspartien aus Augengneis sind sehr stark zerrüttet. Hangparallele Sackungsmulden trifft man selten; dafür treten zahlreiche kluftbedingte, in südöstlicher Richtung verlaufende Gehängerinnen auf, die meist trocken sind. Hin und wieder findet man in der gleichen Richtung streichende offene Zerrspalten.

Südlich von Dagro zieht sich eine von Zerrspalten durchsetzte Abrißwand von 1200 m Höhe in östlicher Richtung schräg durch den Hang hinunter. Darunter machen sich starke Zerrüttungserscheinungen bis in die Mündungsschlucht des Orino bemerkbar.



Der verrutschte Hang von Cregua (Siedlung oben links). Oben (dunkel) der Abrißrand, zugleich Anrißkante des Bachtobels. Am Hangfuß subrezente Anrisse. Bei der Brücke mündet der Creguabach in den Orino.

An der Gehängekante zwischen Val Malvaglia und Val Blenio verläuft eine Sackungsmulde parallel zur Abrißwand des Bergsturzes von Ludiano von 1800 m Höhe bis auf 1100 m Höhe. Anstehenden Fels findet man erst am Talausgang westlich Ponteï wieder.

b) Die Sackung von Pianezza im Val Madra

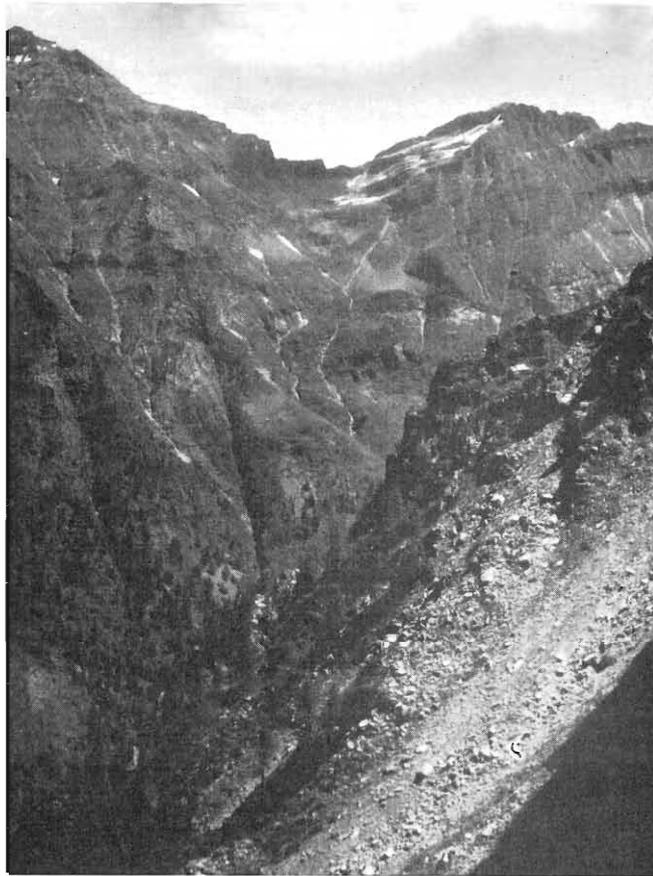
Am Grat zwischen Val Combra und Val Madra treten bei P. 2355, nördlich P. 2119 und bei P. 2146 der Klüftung folgende Abrißränder auf. Darunter liegen mehr oder weniger stark versackte Felsköpfe, zwischen denen sich Steinschlaghalden und Gehängeschuttkegel bis auf Alpe Piancalunga hinunter ziehen. Im Wald unter der Alp findet man im Blockschutt vereinzelte, stark zerrüttete Felsbändchen und einige hangparallele Sackungsmulden.

Am obern Rand von Alpe Pianezza setzt die Moränendecke ein. Aus ihr treten bei den Alphütten zwei kräftige Quellen aus. Die stark wellige Oberflächenform beweist, daß auch die Moränenmasse in Bewegung ist.

Der ganze Hang stellt eine Massenbewegung von 1,5–2 km² dar. Die seitliche Begrenzung ist un- deutlich und die Bewegung wahrscheinlich wenig tiefgründig. Nach der Typisierung Altmanns (3) handelt es sich um eine Fels-Schuttrutschung. Die Abrisse stehen in Beziehung zur steilstehenden, tal- parallelen Klüftung, die sich auch im Osthang des Val Malvaglia durch tiefe Felsrunsen bemerkbar macht. Die Bewegung erfolgte nicht rein auf den Schichtflächen. Die von Jenny kartierten Moränen- wälle sind in Wirklichkeit Blockwülste, Stirnen von Schutthalde und Sackungsrücken.

Der Fuß der versackten Masse ist vom Madrabach unterschritten worden, aktive Anrisse sind aber nur unbedeutend.

Blick vom Grat zwischen Val Malvaglia und Val Combra nach NE. Im Vordergrund rechts die versackten Felsen unter P. 2355. Im Hintergrund der Passo di Revi.



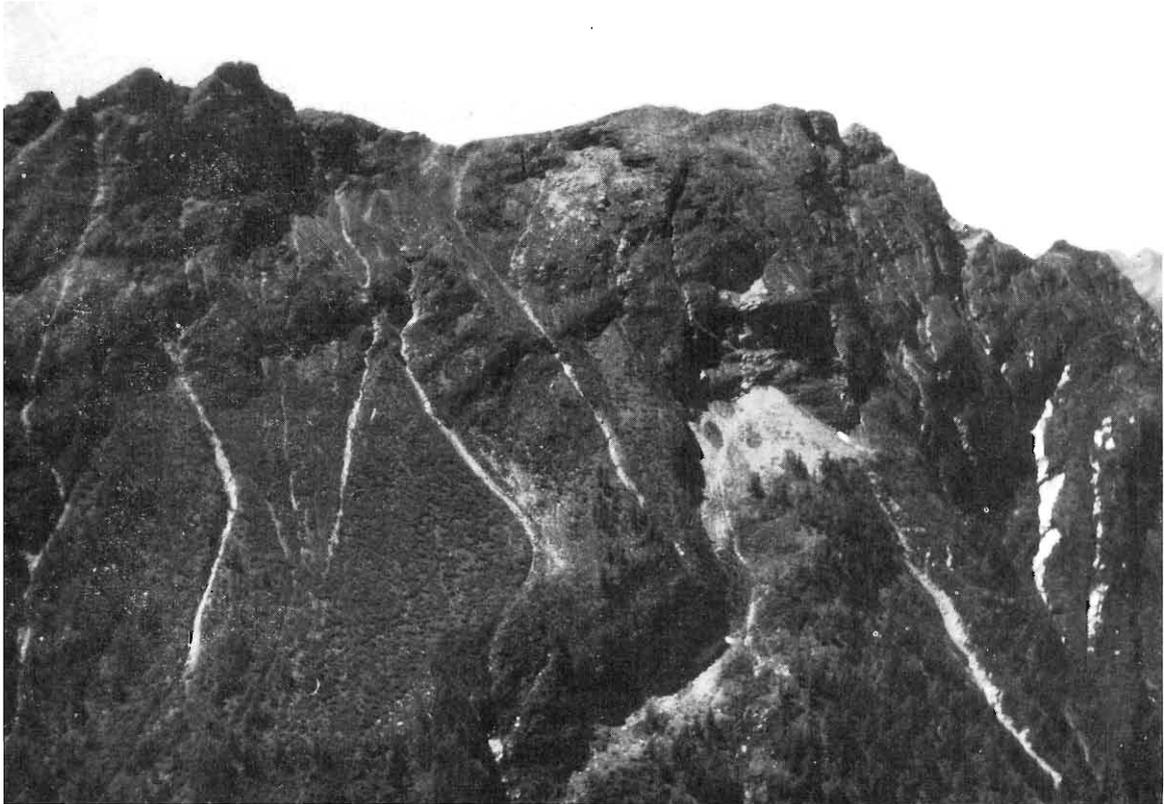
Die Sackung von Pianezza im Val Madra. Rechts der Gipfel P. 2355. Die helle Gehängeschuttrinne umfaßt einen versackten Felskomplex (siehe obere Abbildung). Unter Alpe Pianezza beginnt der übersteile, vom Madrabach angeschnittene Sackungsfuß. Links im Hintergrund ist die südliche Hälfte des Trogschlusses erkennbar.



c) Der südliche Talhang des Val Combra

Unter dem Gratabschnitt P. 2415.2-C. di Biasagno treten in verschiedener Höhe deutliche Abrißnischen und -wände auf. Die auffallendste liegt nördlich der C. di Biasagno. Die darunter dem Hang aufliegende Sackungsmasse wird im W von einer Gehängerinne, im E von einer in nordöstlicher Richtung verlaufenden Wand (Verwerfung?) begrenzt. Der Hangfuß ist nur wenig vorgeschoben.

Östlich dieser Sackung bedeckt eine mächtige Schutthalde das Gehänge. Sie wird oben und auf der Ostseite ebenfalls von einer Abrißwand begrenzt. Der Schutt ist aber im Vergleich mit Sackungs- und Bergsturzschant viel feiner. Deshalb läßt sich nicht eindeutig entscheiden, ob eine Massenbewegung stattgefunden hat.



Blick auf den südlichen Talhang von Val Combra. Links der Gipfel P. 2514.2, draunter die große Schutthalde. Rechts der Mitte die C. di Biasagno mit dem deutlichen Sackungsabriß. Zwischen den beiden Gipfeln erkennt man unmittelbar unter der Gratlinie einen kleinern Abriß.

4. Val Pontirone

a) Die Sackung von P. 1963.1, westlich des Val Scengio

Beim Aufstieg von Al Piano (P. 1215) an der Legiuna über Bova gegen P. 1963.1 findet man an den frischen Anschnitten längs des neuen Weges bis in eine Höhe von 1400 m abwechslungsweise stark zerrüttete, nach NE einfallende Schiefer- und Gneisbänder, moräniges Material und Gehängeschutt. Südwestlich Bova schneidet etwa bei Kote 1500 eine 2–5 m tiefe Zerrspalte in südöstlicher Richtung den Hang. Darüber wird der Wald in zunehmendem Maß von Blockschwärmen durchsetzt. In 1820 m Höhe steht man schließlich am Fuß einer ungefähr 40 m hohen Wand, die den Eindruck einer zerfallenden Ruine macht. Hat man den darüber liegenden P. 1963.1 erreicht, so wird die Morphologie mit einem Male klar. Ein Netz offener Zerrspalten zerhackt die Kuppe und den dahinter liegenden Rücken. Die Spalten verlaufen oft gewinkelt nach verschiedenen Klufrichtungen. Sie erreichen Tiefen von über 10 m (s. Photos S. 83).

Die Kuppe von P. 1963.1 ist als Ganzes unter ziemlicher Wahrung des Gesteinsverbandes um rund 40 m nach NE abgesackt.

Zerrspalte bei Kote 1500 südlich Bova



Die offenen Zerrspalten lassen sich in südöstlicher Richtung bis zu den Hütten bei P. 1765 verfolgen. Dort treten auch in der Fallinie Spalten auf (s. Photos S. 84).

Die Entwässerung des ganzen Sackungsgebietes erfolgt unterirdisch. Am westlichen Rand von Alpe Fontai treten viele kräftige Quellen auf; einzelne fließen allerdings nur periodisch.

b) Das südliche Talgehänge westlich Alpe Albeglia

Es wird durch drei tiefe Bacheinschnitte gegliedert. Jeder dieser Einschnitte weist, der Gesteinslagerung entsprechend, eine steile Ostflanke und eine sanfte Westflanke auf. An den Westflanken sind vielerorts Spuren von beginnender Sackung festzustellen; eine scharfe Grenze zwischen versacktem und anstehendem Fels ist jedoch nicht überall vorhanden. Auch hat die Bewegung nirgends das ganze Gehänge zwischen den Hochverflachungen und dem Talboden ergriffen.



Zerrspalte südlich P. 1963. 1



Zerrspalte bei Alpe Fontai



Sackungmulde über Alpe Fontai (etwa Kote 1600)

c) Die Sackung von Fontana

Zwischen Legiuno und Sciresa wird der ganze nördliche Talhang von einer großen, tiefgründigen Sackung eingenommen. Der Abriß ist an dem mit 300–400 m hoher Felswand über das Nackental aufragenden Grat erfolgt, der sich von der Butta di Borgeno in ESE-Richtung gegen P. 2668 hinzieht. Der östliche, scharf ausgeprägte Rand der Sackung erreicht beim Bach hinter den Hütten von Legiuno den Talgrund; der westliche Rand verläuft von der Butta di Borgeno längs einer Gehängerinne nach Sciresa hinunter. Das so umgrenzte Sackungsgebiet besitzt eine Fläche von rund 4,2 km².

Allerdings machen die Sackungserscheinungen an der angegebenen Westgrenze nicht Halt. Tiefgreifende Auflockerung und starke Zerrüttung haben den höhern Teil des Gehänges bis zur Rippe süd-südwestlich Alpe di Biasagno ergriffen. 1908 ereignete sich beispielsweise in dieser Zone ein lokaler Bergsturz von beträchtlichem Ausmaß. Die Entwicklung der Sackung bis in den Talgrund wird jedoch in diesem Abschnitt durch die Standfestigkeit der untersten, die Trogwände bildenden Felsköpfe verhindert (vgl. Seite 90).



Blick von S auf den Talhang westlich der eigentlichen Massenbewegung von Fontana. Grat: Links die C. di Biasagno (2417 m), deutliche Störungslinie östlich des Gipfels. Mitte = P. 2415.2, Gehängeschutt deutet auf starke Zerrüttung hin. Ganz rechts = Abfall zur Butta di Borgeno, schon zur Massenbewegung von Fontana gehörend. Zwischen C. di Biasagno und P. 2415.2 liegt über der Waldgrenze Alpe di Biasagno, darunter der helle Schutthang des Felssturzes von 1908. Östlich davon befindet sich der Hang im Zustand beginnender Versackung; nur die Felsen am untern Bildrand sind anstehend. Ganz rechts beginnt die eigentliche Massenbewegung von Fontana.

Die eigentliche Massenbewegung von Fontana läßt sich in drei Zonen gliedern.

Oberste Zone

Sie umfaßt das flache Gebiet des Sackungsnackens oberhalb etwa 2000 m.

Das Hauptnackental am Fuß der Abrißwand ist 100–250 m breit. Sein von einem groben Blockfeld bedeckter Grund liegt etwa 20–60 m tiefer als der vorgelagerte Sackungsrücken. Dieser besteht aus einem mächtigen, spärlich bewachsenen Blockwall. Stellenweise krönt ihn eine scharfe, ruinenähnliche Felskette, aus der drei kompakte, schroffe Felszähne 40–120 m hoch aufragen.



Blick von der Butta di Borgeno nach SE auf das Nackental. Davor der oberste Sackungsrücken mit den Felszähnen. Links der östliche Teil der Abrißwand. Im Hintergrund das Vedrin.

An der Außenseite dieses obersten Sackungswalles folgen sich eine große Anzahl kürzerer, gestaffelter und zum Teil sich schneidender Nackentälchen, welche die zunehmende Zerhackung der Sackungsmasse in einzelne Schollen anzeigen.

Im ganzen Bereich dieser Zone ist nirgends Wasser anzutreffen.



Nackentälchen mit Felspfeiler südlich P. 2016 (Blickrichtung gegen W)

Die mittlere Zone

Sie setzt mit sprunghafter Gehängeversteilung unterhalb 2000 m ein und reicht bis zu den Siedlungen Fontana und Biborgo (1350 m) hinunter. Der mittlere Böschungswinkel beträgt rund 30°.

Im westlichen Teil ist die Sackung am tiefgründigsten und am kräftigsten entwickelt. Zerrüttete Wandstufen, hangparallele, häufig gegen E allmählich absinkende Gräben und in der Fallinie verlaufende Mulden und Furchen deuten die Fugen zwischen den einzelnen Bewegungsschollen an. Hangabwärts werden die einigermaßen zusammenhängenden Felskomplexe immer seltener.

Der östliche Teil besteht aus einem nur schwach gestuften, grobblockigen Trümmerhang.



Blick von S auf die mittlere Zone der Sackung. Der westliche Teil ist stärker gegliedert als der östliche. Im Hintergrund links die Butta di Borgeno, rechts die Abrißwand. Am untern Bildrand, etwa in der Mitte, die Hütten unmittelbar ob Fontana.



Der Fuß der Sackung unter Fontana
(Text S. 88)

Bei Arded tritt eine starke Quelle aus, deren Wasser teilweise der Versorgung von Arded und Mazzorino dient. Eine andere Quelle speist das altberühmte Brunnlein von Fontana und die Siedlung Biborgo.

Die unterste Zone

Die Legiuna hat den Sackungsfuß nachträglich unterschritten, so daß eine Steilböschung von 35–50° entstanden ist. Das hat zur Bildung von dauernd offenen Anrissen geführt.

An Stellen, wo die Unterschneidung am stärksten ist, rutscht von Zeit zu Zeit die unterste Partie der mittleren Zone nach.

Solche Schuttrutschungen haben im Herbst 1951 und im Frühling 1952 das Gehänge zwischen Fontana und Sciresa sowie zwischen Fontana und Biborgo ergriffen. Direkter Anlaß war die starke Durchnässung des Bodens infolge der übermäßigen Niederschläge im Jahr 1951. Dadurch wurde einerseits die Scherfestigkeit des Schuttes herabgesetzt und andererseits das Gewicht der Schuttmasse vergrößert.

Die Rutschung zwischen Fontana und Sciresa hat ein Gebiet von rund 7 ha erfaßt. Es ist an der Basis 500 m breit und reicht bogenförmig bis 200 m in den Hang hinauf.

Das Rutschgebiet zwischen Fontana und Biborgo hat eine Fläche von 17,5 ha, eine Breite an der Basis von 650 m und eine Höhe von 280 m. Eine etwas ältere, wahrscheinlich im Jahr 1921 erfolgte Rutschung im gleichen Gebiet hat noch rund 40 m höher hinauf gereicht.

Der Abrißbrand besteht bei beiden Gebieten aus sich ablösenden Scherspalten.



Abrißbrand des Rutschgebietes östlich Fontana (Frühling 1954)

In der Rutschungszone selber sind breite Gräben, bis 3 m tiefe klaffende Spalten, zahllose Risse in der Vegetationsdecke und über der Steilböschung öfters Stauwülste entstanden.

Nachkontrollen der trigonometrischen Punkte haben für die Zeit von 1937 bis 1952 Verschiebungen von 4,02–6,4 m in horizontaler Richtung und 3,37–4,26 m in vertikaler Richtung ergeben. Von 1952 bis 1954 betrug die Bewegung nur noch 5 bis 10 cm.

Die offenen Anrisse längs der Legiuna gewähren einen guten Einblick in die Struktur der Sackungsmasse. Stark aufgelockerte Felsköpfe wechseln mit labilen Schutthalten und Streifen von tonartig zerkleinerter Gesteinsmasse.

Vielorts treten am Fuß der Sackung Quellen aus. Die größten befinden sich unmittelbar östlich von Legiuno und unter Biborgo.

Von den übrigen fließt ein Teil nur periodisch.

Risse in der Grasnarbe und Versetzung von Terrassenmäuerchen unter Biborgo (Frühling 1952)



Offener Anriß östlich Fontana (Sommer 1953)



Voraussetzungen und Ursachen der Sackung

Die steilen, bis 400 m hohen Trogwände des untern Val Pontirone bestehen aus massigem, dickbankigem Augengneis. Geringe Spuren von Auflockerung treten nur am Sporn unterhalb Sulgone auf.

Über den Augengneiß liegt eine etwa 600 m mächtige Serie von dunklen Biotitgneisen und -schiefern. Sie sind stark schiefrig und von einem engen Netz von Absonderungsflächen durchzogen. Deshalb ist ihre Anfälligkeit gegen mechanische Verwitterung und gegen Auflockerung viel größer als die der Augengneise. Infolge des allgemeinen E-Fallens erreichen die Biotitgneise knapp östlich von Sciresa den Talgrund.

Die Sackung von Fontana hat ziemlich genau den Talabschnitt ergriffen, in dem die Biotitgneise und -schiefer den Gehängefuß bilden. Die über ihnen liegenden, etwas widerstandsfähigeren Mischgneise der Aduladecke sind an der Sackung ebenfalls beteiligt.

Für die große Steilheit der Trogwände ist vor allem die glaziale Seitenerosion verantwortlich. Im Abschnitt der Augengneise vermochte sich der große Böschungswinkel nach dem Rückzug der Gletscher zu erhalten; im Abschnitt der Biotitgneise dagegen erwies er sich als übermaximal. Zudem war wahrscheinlich die glaziale Seitenerosion im Bereich der Sackung wegen der Konfluenz von Legiunagletscher und Scengiogletscher besonders stark.

Sehr deutlich erkennt man die Abhängigkeit der Felszerrüttung vom Gesteinscharakter westlich der eigentlichen Sackung von Fontana, wenn man von Sciresa gegen Alpe di Biasagno empor steigt. Über den aus Augengneis bestehenden, gesunden Trogwänden treten oberhalb 1400 m im Biotitgneis überall Anzeichen tiefgründiger Auflockerung und beginnender Versackung auf, obschon das Gehänge hier wesentlich weniger steil ist.

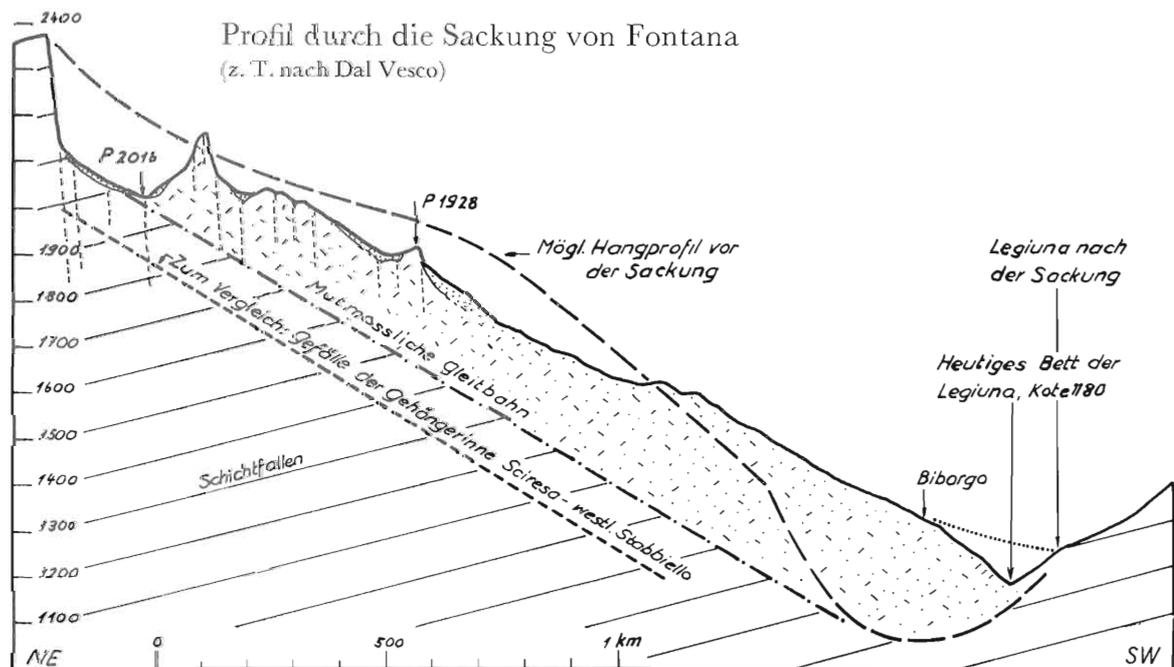
Für den Abriß der Sackung und die Auflösung der einzelnen Felsschollen ist vor allem die Klüftung ausschlaggebend. Die Abrißwand folgt dem ESE streichenden Kluftsystem, in dessen Streichrichtung östlich der Sackung, an der Südwand des **P. delle Streghe**, deutliche Störungslinien auftreten (vgl. Abbildung Seite 21).

Größe und Bewegung der Sackungsmasse

Aus dem Höhenvergleich der höchsten Sackungszähne mit der Abrißwand geht hervor, daß die Vertikalbewegung im obersten Abschnitt nicht mehr als 250 m betragen haben kann.

Die Mächtigkeit der versackten Massen läßt sich nur ungefähr anhand der Tiefe des Nackentals und der Auswölbung des Sackungshanges abschätzen. Sie dürfte im Mittel knapp 100 m im obersten Abschnitt und 200 m gegen den Fuß hin betragen. Dabei wird allerdings vorausgesetzt, daß die generelle «Gleitfläche» ungefähr eine gleiche mittlere Steilheit aufweise wie die Gehängerinne an der westlichen Grenze der Sackung zwischen Sciresa und Stabbiello. In den Randgebieten ist die Mächtigkeit geringer, im Zentrum jedoch größer als die angegebenen Mittelwerte.

Aus der Fläche und der geschätzten mittleren Mächtigkeit ergibt sich eine Kubatur von gut 500 Mio. Kubikmetern.



Veränderung des Talquerschnittes

Bei der geschätzten Mächtigkeit und Bewegung der Sackung muß an ihrer Basis ein genügend großer Raum zur Aufnahme der Masse vorhanden gewesen sein. Das heißt, die Masse muß in ein Trogtal, wie es ober- und unterhalb der Sackung vorhanden ist, abgefahren sein. Durch die Massenbewegung ist die Legiuna aus ihrem ursprünglich ungefähr geradlinigen Lauf zwischen Legiuno und Pontirone paese

(Häuser westlich Sciresa) an den linken Talhang abgedrängt worden. Die Abdrängung ist bei der Einmündung des Val Scengio, wo die Sackung am gegenüberliegenden Talhang keinen Widerstand gefunden hat, am größten und beträgt rund 600 m.

Veränderung im Längsprofil des Tales

Über das Längsprofil des vor der Sackung existierenden Trogtalbodens lassen sich nur Vermutungen anstellen, da der nachträglich am Sackungsfuß entstandene Einschnitt der Legiuna nirgends bis auf die Felssohle hinunter reicht. Bei Kote 1100 stürzt sich der Bach zwar über ein anstehendes Felsband, und zwischen 1010 und 1000 m fließt er auf etwa 40 m langer Strecke über anstehenden Orthogneis. Da er aber hier immer noch stark aus der ursprünglichen Lage gegen den linken Talhang abgedrängt ist, gehören diese Felsschwellen nicht zur Trogtalsole sondern sind Vorsprünge des linken Talhangs. Rechts tauchen sie nämlich unter den Schutt der Sackungsmasse.

Einen gewissen, allerdings sehr unsicheren Anhaltspunkt für das Profil des präexistenten Trogtalbodens gibt das durch Sondierbohrungen bekannt gewordene Gefälle der Felssohle zwischen Pontirone paese und Sciresa (vgl. Seite 99). Es beträgt etwa 4%. Unter der Annahme, daß der ursprüngliche Talboden talaufwärts in gleichem Maß angestiegen sei, würde er bei der Mündung des Val Scengio eine Höhe von etwa 940 m erreicht haben. Das heutige Bett der Legiuna läge somit 240 m höher. Bei weiterer Extrapolation des bekannten Gefällswertes würde aber der Trogtalboden bei Legiuno, oberhalb der Sackung, erst in etwa 1000 m Höhe liegen. Dies ist unmöglich; denn es ergäbe sich dabei eine ganz aus dem Rahmen fallende Trogschlußhöhe hinter Legiuno von 750 m. Der Trogtalboden muß deshalb zwischen Sciresa und Legiuno Stufen aufgewiesen haben. Auf Grund glazialmorphologischer Überlegungen wäre eine durch Konfluenz entstandene Stelle am ehesten oberhalb der Mündung des Val Scengio anzunehmen. Andere Anhaltspunkte für die Festlegung allfälliger weiterer Stufen fehlen.

Das heutige Längsprofil der Legiuna ist längs des Sackungsfußes noch immer sehr unausgeglichen. Hinter Legiuno liegt eine Aufschotterungsebene. Talaustrwärts folgt eine Erosionsstrecke bis zur Mündung des Val Scengio, wo der bei Hochwasser transportierte Schutt abgelagert, dann aber wieder durchschnitten wird. Eine mehrere Meter betragende Akkumulation fand im Jahre 1921 statt. Möglicherweise waren Schuttrutschungen, die die Legiuna unter Biborgo stauten, schuld daran.

Unterhalb dieser Akkumulationsstrecke, Al Piano genannt, folgt wieder eine Steilstrecke. Hier wird die Erosion der Legiuna durch seitliche Materialzufuhr ausgeglichen; denn bei dem labilen Zustand des Sackungsfußes ruft jede Vertiefung oder Ausweitung des Bachbettes bei der nächsten Gelegenheit eine Schuttrutschung hervor. Daß diese Ausgeglichenheit zwischen seitlichem Schuttanfall und Abtransport durch die Legiuna kein Dauerzustand ist und sich erst bei einer gewissen Hangunterschneidung einstellt, geht aus dem Vorhandensein der jungen Kerbe hervor.

Unterhalb der Sackung hat die Legiuna zusammen mit dem Sciresa-Bach und dem von Alpe di Biasagno herunterfließenden «Riale sec» stark aufgeschottert. Zahlreiche Schotterterrassen und die Ineinanderschachtelung mehrerer Schuttkegel beim Sciresa-Bach zeigen, daß auch hier wechselseitig akkumuliert und erodiert wird.

Die Transportleistung der Legiuna

Unter normalen Verhältnissen, das heißt bei kleineren Hochwassern, lagert die Legiuna einen großen Teil des aus dem Sackungsgebiet stammenden Schuttes zwischen Sciresa und Pontirone ab. Bei katastrophentartigen Hochwassern räumt sie dagegen wieder aus und führt auch den Schutt aus dem Sackungsgebiet direkt ins Bleniotal hinaus. So kommt es jeweils zu Verwüstungen bei Ponte Legiuna. Nach Gianella hat die Legiuna von 1912–1950 ihren Schuttkegel um 1,2–1,5 m erhöht, das heißt jährlich um 3–4 cm. Bei dem Unwetter vom 8./9. August 1951 hat sie schätzungsweise 100 000 m³ Schutt abgelagert. Ausschlaggebend für diese große Transportleistung ist die Sackung von Fontana.

F. DIE TALBÖDEN

Im Längsprofil der Täler unseres Gebietes lassen sich überall mehr oder weniger deutlich zwei Hauptabschnitte unterscheiden.

Die oberen Abschnitte reichen von den Trogschlüssen bis zum Einsetzen der Mündungssteilen. Sie sind gekennzeichnet durch zwar un stetiges, im Mittel aber nicht sehr großes Gefälle und durch den Wechsel von Schotter- und Felsstrecken, von Becken- und Rinnenformen. Wir nennen diese Abschnitte in der Folge die Talböden.

Ihre Entwicklung ist äußerst wechselvoll verlaufen. Ausgangsform war der pliocän-präglazial entstandene Einschnitt in das Hochverflachungsrelief. Dann erfolgte, im Wechsel mit fluvialer Bearbeitung, eine starke glaziale Umgestaltung und schließlich ein teilweiser Ausgleich der Glazialformen durch postglaziale fluviale Erosion und Akkumulation. Durch diese Vorgänge sind die heutigen Talbodenformen entstanden. Dabei haben selbstverständlich die Gesteinsunterlage und die Verhältnisse an den Gehängen einen großen Einfluß ausgeübt.

Allgemein gilt wohl, daß die heutige Gestalt der Felssohle vorwiegend das Werk der Gletscher ist und die nachfolgende Aufschotterung durch die Talgewässer und vom Gehänge her erfolgt ist. Junge fluviale Durchschneidung der Felssohle findet in den Talbodenabschnitten unserer Täler meist nur auf kurze Strecken statt. Eine gewisse Ausnahme macht hier das Val Combra.

Das Gefälle der Talböden ist aber so groß, daß praktisch auf ihrer ganzen Länge erodiert wird. Auch wo aus irgend einem Grunde Aufschüttung eingetreten ist oder chronisch stattfindet, folgt anschließend immer wieder Durchschneidung.

Die unteren Abschnitte der Täler zeichnen sich durch große Steilheit, hohe Stufen und in einzelnen Fällen durch lange, schluchtförmige Einschnitte aus. Wir nennen sie die Mündungssteilen.

Der Höhenunterschied zwischen Haupttalboden und Seitentalboden ist zur Hauptsache die Folge glazialer Übertiefung des Haupttals. Möglicherweise sind die untern Abschnitte der Seitentäler schon präglazial durch das stärkere Einschneiden der Haupttalgewässer etwas versteilt worden (vgl. 8, S. 136).

Interglazial und postglazial haben die Gewässer der Nebentäler die Mündungsstufen bis zu einem gewissen Grad zerschnitten. So sind die langgestreckten, nach oben in den glazialen Felstalboden auslaufenden Mündungsschluchten entstanden. Sie tragen fast rein Züge fluvialer Erosion. Die Gletscher haben sie nicht entscheidend auszuweiten vermocht. Das hängt u. a. damit zusammen, daß während der Hocheiszeiten der Haupttalgletscher die Nebentalgletscher in ihren untersten Abschnitten gestaut und damit am Erodieren gehindert hat.

1. *Val Carassina*

a) Der Talboden

Er beginnt östlich der Adulahütte CAS in rund 2000 m Höhe und erstreckt sich auf eine Länge von 5,5 km bis zur Talumbiegung nördlich Alpe Bolla (1700 m). Das mittlere Gefälle ist mit rund 60 Promille wesentlich kleiner als das der übrigen Täler.

Von Kote 1940 bis gegen Alpe Cassimoi finden wir eine Schotterfläche, auf welcher der Bach in stellenweise stark verwildertem Lauf dahinfließt. Das Aufschüttungsmaterial stammt zur Hauptsache von den beiden Gletscherbächen an der östlichen Talflanke zwischen Grauhorn und P. Jut. Als Felssohle haben wir ein ganz flaches Becken anzunehmen, das von den seitlich ins Tal herunterfließenden Gletschern ausgeschliffen worden ist. Seine Schwelle taucht bei Kote 1780, nördlich Alpe Cassimoi, auf. Hauptursache der Aufschotterung ist aber nicht die sicher nur geringe glaziale Übertiefung, sondern der Sackungs- und Bergsturziiegel bei Alpe Cassimoi. Er liegt direkt oberhalb der Beckenschwelle und hat eine etwa 50 m hohe Steile erzeugt, die jedoch durch fluviale Erosion bereits stark in die Länge gezogen worden ist. Die Mächtigkeit der dahinter liegenden Aufschotterung dürfte ungefähr 60 m betragen.

Von Kote 1780 fließt der Carassinabach nirgends im Anstehenden; doch sind auch keine Anzeichen starker Aufschotterung und glazialer Beckenbildung vorhanden. Sämtliche seitlichen Schuttkegel sind vom Talgewässer an ihren Stirnen angeschnitten worden. Nördlich Alpe Bolla liegt das Bachbett im Anstehenden. Gegen die Cascata Superiore hin steigert sich das Gefälle auf 110 Promille, was eine Folge der Aufwärtsverlegung des Steilenscheitels ist.

Im Durchschnitt liegt der Talboden 200–350 m unter den tiefsten Resten des Hochverflachungsreliefs. Dieser Eintiefungsbetrag ist im Vergleich zu den andern Tälern gering. Das läßt sich ohne weiteres aus der Talgeschichte erklären. Die durch die Ablenkung gegen Olivone bewirkte Zunahme der fluvialen Erosion hat sich oberhalb der Anzapfungsstufe nur schwach ausgewirkt. Grob gesehen ist das 60 Promille betragende Gefälle des rezenten Talbodens noch immer auf den alten Talverlauf über Passo Muaz ins Val Luzzzone eingestellt. Dazu kommt, daß die Glazialerosion infolge des starken Gletscherabflusses aus dem obersten Talabschnitt gegen Val Soja und wegen der Stauung im N durch die Eismassen des Val Luzzzone nur gering gewesen ist.

b) Die Mündungssteile

Sie beginnt bei der Cascata Superiore an der Talumbiegung östlich Compieto. Allerdings darf der Höhenunterschied von rund 770 m zwischen dem Carassinatalboden oberhalb des Wasserfalls und der Felssohle des Bleniotals hinter Olivone nicht einzig der glazialen Übertiefung des Haupttals zugeschrieben werden. Anzapfungssteile und Mündungssteile kumulieren sich hier; aber es ist nicht möglich, den Anteil der einzelnen Vorgänge an der gesamten Steilhöhe zu bestimmen, da die Höhe des unmittelbar präglazialen Haupttalbodens bei Olivone unbekannt ist.

Die Lage des rund 50 m hohen Wasserfalls, mit dem die Steilstrecke beginnt, ist eindeutig geologisch bedingt; die Form der Steile ist durch glaziale Austiefung der Talstrecke von Compieto entstanden. An der mächtigen Aufschotterung unterhalb des Wasserfalls ist die Bergsturzmasse schuld, welche westlich von Compieto das Tal gestaut hat.

Direkt unterhalb des Bergsturziiegels tritt die Felssohle bei Kote 1400 wieder zutage. Bei Annahme eines von hier aus mäßig gegen den Fuß des Wasserfalls östlich Compieto ansteigenden glazialen Felsalbodens ohne wesentliche Beckenbildung ergäbe sich hinter der Bergsturzmasse eine Schottermächtigkeit von etwa 80 m.

Bei Kote 1380 stiebt der Carassinabach in der prächtigen Cascata Inferiore über eine rund 80 m hohe Stufe hinaus. Darunter folgt eine kurze Steilstrecke, die auf den Schwemmkegel hinausleitet. Da der in 930 m Höhe liegende Haupttalboden ungefähr 50 m hoch aufgeschottert ist, beträgt der Höhenunterschied zwischen der Oberkante der Cascata Inferiore und der Felssohle rund 500 m.

Die fluviale Zerschneidung der Stufenmündung ist bei Val Carassina wesentlich weniger weit fortgeschritten als bei den andern Tälern. Daran ist zum einen Teil der Bergsturz von Compieto schuld, zum andern aber die außerordentlich starke glaziale Übertiefung des Beckens von Olivone, hinter der die verhältnismäßig schwache Erosionsleistung des Carassinabaches weit zurück bleiben mußte.

2. Val Soja

a) Der Talboden

Er beginnt am untern Ende des Felstobels ungefähr bei Kote 1600 und reicht bis zur kleinen Stufe von Moncurou. Die Felssohle ist nirgends aufgeschlossen. Verschwemmtes Moränenmaterial, Gehängeschutt, Rinnen- und Bergsturزابlagerungen haben zu einer Aufschüttung von unbekannter Mächtigkeit geführt. Am größten dürfte sie bei Monti Soja sein. Hier versickern die Bäche bei Niederwasser zeitweise vollständig in den Schottermassen. Beim heute zerstörten Brücklein hinter Moncurou kommt ein Teil des Wassers oberhalb einer kleinen Felsstufe wieder zum Vorschein, der andere Teil sickert durch den Fuß des großen Schuttkegels an der rechten Talseite und tritt erst unterhalb der Stufe allmählich im Bachbett wieder aus.

Bei Hochwasser frißt sich der Sojabach oberhalb Monti Soja, wo der Talboden ein Gefälle von 250 Promille aufweist, kräftig in die Lockermassen ein. Gegen Moncurou hin lagert er einen Teil des abtransportierten Gerölls auf dem bis auf 110 Promille Gefälle abflachenden Talboden wieder ab, wodurch er sich manchmal selber den Lauf verlegt.

b) Die Mündungssteile

Ihr Einsetzen ist nicht mit Sicherheit festzulegen, da sich oberer und unterer Talabschnitt hinsichtlich Gefälle und Form nicht wesentlich voneinander unterscheiden. Wir nehmen sie bei Moncurou an, wo linkerhand eine kleine Felsterrasse etwas in den Talboden vorspringt. Die vorhandene Stufe ist zwar zur Hauptsache durch eine kleine Epigenese entstanden, indem der große Schuttkegel auf der Nordseite des Tals den Sojabach auf die Felsterrasse abgedrängt hat, wo eine junge Kerbe von rund 20 m Höhe entstanden ist.



Blick auf das Val Soja. Rechts etwas unter der Mitte die Terrasse und die Epigenese bei Moncurou. Dahinter der aufgeschotterte Talboden, links davon Monti Soja. Im Hintergrund Uomo di Sasso und Sasso di Casseo. Im Vordergrund die Mündungssteile, die allerdings nicht im Anstehen liegen.



Die Epigenese bei Moncurou, von oben gesehen

Unterhalb der Stufe beträgt das Gefälle 250 Promille. In tektonisch vorgezeichnetem, gewinkelttem Lauf erreicht der Bach bei Kote 840 ein eindeutig glazial überschliffenes Felsterräßchen direkt östlich der Schokoladefabrik von Dangio. Hier verschwindet er in einer sägeschnittförmigen Klamm, aus der er bei der Straßenbrücke wieder austritt. Die größte Tiefe der Klamm beträgt gut 20 m. Das ist der Betrag postglazialer Tiefenerosion des Sojabaches in den anstehenden Bündnerschiefern.



Eintritt des Sojabachs in die postglazial angelegte Klamm

3. Val Malvaglia

a) Der Talboden

Er reicht vom Trogschluß bei Alpe di Pozzo bis knapp oberhalb P. 825 südwestlich Rasoirs und ist rund 9 km lang.

Der oberste Abschnitt bis Kote 1420 besteht aus einer durchschnittlich 220 Promille Gefälle aufweisenden Rinne. Die Form des Talquerschnittes und des Rinnenbodens wird eindeutig durch die tektonischen Verhältnisse und durch die Massenbewegungen am rechten Talhang bedingt. Der Orino hat sich nicht senkrecht eingeschnitten, sondern ist auf den talwärts einfallenden Schichtflächen des rechten Hanges bei fortschreitender Tiefenerosion gegen den Schichtkopfgang hin abgedrängt worden. Im kleinen ist sein Lauf leicht gewinkelt. Es wechseln Strecken, die im Schichtstreichen liegen, mit solchen, wo der Bach die Schichten spitzwinklig zum Streichen durchschneidet. Diese «Querstrecken» besitzen ein etwas größeres Gefälle als die Längsstrecken. Eine möglicherweise vorhanden gewesene glaziale Trogform, worauf die kurze Strecke bei Alpe di Bolla hinweist, ist durch postglaziale Felsrutschungen am Schichtflächenhang wieder zerstört worden. An Stellen stärkster Abdrängung hat der Orino den Osthang unterschritten, so daß bogenförmig ins Gehänge hinaufgreifende Ausbruchsnischen entstanden sind.

Bei Kote 1400 setzt ein langgestrecktes, aufgeschottertes Becken ein, das bis zu P. 1291 reicht. Anstehender Fels tritt aber erst bei Kote 1200 im Bachbett wieder zutage. Die Beckenbildung dürfte mit der Mündung des in Glazialzeiten eismächtigen Valle di Giumello in Beziehung stehen. Die Aufschot-

terung ist durch die Bergsturزابlagerung hinter Fontanei noch verstärkt worden (vgl. Seite 78). Hinter ihr beträgt das Talbodengefälle nur 40 Promille.

Unterhalb des Anstehenden bei Kote 1200 folgt bis zur Einmündung des Baches südlich Dandrio eine Steilstrecke, auf welcher der Orino die über 40 m mächtige, aus Bergsturz-, Moränen- und Schwemmkegelmaterial bestehende Schuttmasse von Dandrio durchschneidet. Da der Steilenscheitel im Anstehenden liegt, talabwärts aber nirgends mehr Fels auftritt, muß angenommen werden, daß das Gefälle des Felstalbodens größer ist als das der heutigen Steile.

Bei Kote 1100 geht die Steile in das breit aufgeschotterte Becken von Madra über. Die Mächtigkeit der Akkumulation beträgt bei der Einmündung des Madrabaches rund 50 m. Talauswärts verengt sich das Becken, und von Ponte Cabiera an fließt der Orino bei einem Gefälle von 80 Promille wieder im Anstehenden der Mündungsschlucht zu.

b) Die Mündungssteile

Von der Brücke bei P. 829 zieht sich auf der rechten Talseite unter Beibehaltung des Talbodengefälles über dem Flußbett eine Gehängeleiste nach Pontei und weiter bis zum Talausgang hin, wo ihre Außenkante in 700 m liegt. Auf der linken Talseite ist das entsprechende Gesimse teilweise zerstört, aber trotzdem erkennbar. Den Talausgang erreicht es ebenfalls in rund 700 m. Beide Leisten stellen Reste des Talbodens dar, wie sie nach der letzten Eiszeit vom Gletscher zurückgelassen worden sind. Zwischen ihnen liegt der talauswärts immer tiefer werdende Einschnitt der Mündungsschlucht. Er ist nicht etwa nur das Werk postglazialer Flußarbeit, sondern setzt sich aus den fluvialen Eintiefungsbeträgen aller eisfreien Zeiten zusammen. Dazu muß auch noch mit teilweiser subglazialer Erosion gerechnet werden.

Im obersten Teil der Mündungsschlucht hat der Orino ein Gefälle von 120 Promille. Damit erreicht die Schlucht bei der Einmündung des Biasagnobaches unter den Außenkanten der Talbodenleisten eine Tiefe von rund 30 m. In den untersten, 12–20 m hohen Partien sind die Schluchtwände fast senkrecht und stehen sehr nahe beisammen. Die Höhe dieser engen Klamm in der Mündungsschlucht entspricht dem postglazialen Eintiefungsbetrag. Von ihrem Anfang weg besteht die Schlucht auf eine Strecke von 400 m nur aus diesem postglazialen Einschnitt. Um diesen Betrag ist die Mündungsschlucht postglazial durch Aufwärtsverlegung des Steilenscheitels in den Talboden hinein verlängert worden. Die Verlängerung entspricht ungefähr 15% der ganzen Mündungsstrecke.

Vom Biasagnobach an schluchtabwärts nimmt das Gefälle des Orino rasch zu. Die Höhe des Flußbettes über Meer konnte jedoch nur noch an einigen wenigen Stellen mit dem Höhenmesser bestimmt werden. Beim Knick südlich P. 766 liegt die Sohle der Schlucht noch in 630 m. Die Wände erreichen damit bis zu den Talbodenleisten hinauf eine Höhe von 120 m. Die postglaziale Tiefenerosion macht davon schätzungsweise 25 m aus. Beim Brücklein südwestlich Pontei fließt der Orino auf Kote 540. Kurz unterhalb der Brücke stürzt er über eine etwa 40 m hohe Wandstufe. Unterhalb des letzten Knicks in seinem Lauf bildet er nochmals einen rund 50 m hohen Wasserfall.

Beide Wasserfälle befinden sich im untersten Teil der Mündungsschlucht, wo diese bereits in das Gehänge des Bleniotals eingeschnitten ist. Sie liegen an Übergangsstellen der Mündungsschlucht von einem Kluftsystem in ein anderes. Allgemein sind die dem geologischen Streichen angenäherten, d. h. ungefähr dem Bleniotal parallel laufenden Flußstrecken flacher als die den Querklüften folgenden, die in der Fallinie des Bleniotalhanges liegen.

Der Steilenfuß ist im Gegensatz zum Scheitel postglazial nur wenige Meter ins Gehänge des Bleniotals hineinverlegt worden.

Der Höhenabstand zwischen den Talbodenleisten am Ausgang des Val Malvaglia und dem Bleniotalboden beträgt rund 300 m. Um die wirkliche Übertiefung des Haupttals zu erhalten, müßte man noch die unbekannte Mächtigkeit der Aufschotterung über seiner Felssohle zu der sichtbaren Höhe der Mündungsstufe addieren.

c) Die Nebentäler des Val Malvaglia

Valle di Giumello

Talbodenstrecke und Mündungsstrecke unterscheiden sich nur wenig voneinander, da schon der durchschnittlich 200 Promille steile Talbodenabschnitt zwischen dem Trogschluß und Pena aus einer Reihe kurzer Flach- und Steilstrecken besteht. Die Mündungssteile setzt ungefähr bei Kote 1580 ein. Sie besitzt eine Höhe bis zum aufgeschotterten Talboden des Val Malvaglia von 200 m.

Im Unterschied zu den andern Seitentälern besitzt das Valle di Giumello einen kleinen Mündungsvorbau. Das läßt sich damit erklären, daß sein eiszeitlicher starker Gletscher das Haupttal an der Kon-

fluenzstelle früher erreichte als der Orinogletscher und so sein Mündungsgebiet vor der Seitenerosion des Haupttalgletschers zu schützen vermochte (vgl. 25 und 34).

Die untersten 40 m der Mündungssteile überwindet der Giunellobach in einem Wasserfall. Dieser ist auffallend wenig eingeschnitten. Möglicherweise ist der rezente Bachlauf auf dem Mündungsstufenvor-
bau erst postglazial festgelegt worden. Eine Kerbe südlich davon deutet einen inter- oder subglazialen Lauf an.

Val Madra

Am Fuß der Trogschlußsteile liegt ein glazial übertieftes Becken, dessen Schwelle von einer 60 m tiefen, wahrscheinlich nicht erst postglazial angelegten Schlucht durchschnitten wird. Darunter wird der Talboden breiter und besitzt von Alpe Bregnei an ein ziemlich ausgeglichenes Gefälle von durchschnittlich 200 Promille. Die Sackung von Pianezza auf der Südseite und ein großer Gehängeschuttkegel auf der Nordseite haben den Madrabach zum Aufschottern des untersten Talbodenabschnittes gezwungen. Zugleich haben die beiden Schuttmassen den Scheitel der Mündungsstufe vor der postglazialen Durchschneidung geschützt. So stürzt der Madrabach nun in freiem Fall bei Kote 1240 über eine 80 m hohe Wand ins Val Malvaglia hinunter. Die gesamte Höhe der Mündungsstufe beträgt unter Einbezug einer schätzungsweise 50 m mächtigen Aufschotterung des Val Malvaglia rund 240 m.

Blick auf das Val Madra. Im Hintergrund der Fil di Revi und der P. di Pianascio, darunter der Trogschluß. In der Bildmitte starke seitliche Talzuschüttung. Im Vordergrund die Mündungsstufe, links unten die Siedlung Madra.



Val Combra

Nach einem schluchtartigen, durch zwei 30–40 m hohe Wasserfälle gekennzeichneten obersten Abschnitt von 1,3 km Länge weitet sich der Talboden erstmals bei Pulgabio (1600 m) etwas. Sein Gefälle ist aber auch talauswärts noch sehr unausgeglichenes. An vielen Stellen folgt der Bachlauf der Klüftung des Untergrundes.

Wie das Talgehänge, so zeigt auch der Talboden keine starken Anzeichen glazialer Überformung. Wohl sind auf den verschiedenen Stufen erzeugenden Riegeln Schlißspuren sichtbar, besonders schöne bei Pulgabio; Becken sind aber praktisch keine vorhanden. Dementsprechend ist auch die Aufschotterung gering. Die schwache glaziale Talerosion hängt sicher mit der niedrigen Höhe der das Tal einrahmenden Bergketten und mit dem Fehlen großer Hochverflachungen zusammen.

Unterhalb Combra beginnt bei Kote 1060 die Mündungsstufe. Sie ist vom Bach längs einer kluftbedingten Schwächezone weitgehend durchschnitten worden, so daß ihr 250 Promille betragendes Gefälle nicht viel steiler als das des Talbodens ist. Die Höhe der Mündungsstufe beträgt 130 m.

d) Die glaziale Übertiefung des Val Malvaglia

Aus den Mündungsstufen der Nebentäler ergibt sich eine Übertiefung des Haupttals von 250–130 m. Das entspricht aber nicht etwa dem gesamten quartären Erosionsbetrag, da die Nebentäler selber quartär auch beträchtlich eingetieft worden sind. Es ist deshalb meiner Ansicht nach nicht zulässig, die Talbodenhöhe solcher sekundärer Nebentäler über den Mündungsstufen allgemein als Anzeiger der präglazialen Höhe des Haupttalbodens zu betrachten, wie dies Annaheim (8, Seite 135f.) und Seiffert (98, Seite 30 und 40) getan haben.

Im weiteren scheint die talauswärts abnehmende Stufenhöhe die bereits früher geäußerte Auffassung, daß die glaziale Eintiefung des Val Malvaglia gegen seine Mündung hin geringer geworden sei, zu bestätigen (vgl. Seite 92).

4. Val Pontirone

a) Der Talboden

Er erstreckt sich vom Trogschluß in 1550 m Höhe hinter Alpe Legiuno auf eine Distanz von 4,5 km bis Kote 820 bei Pontirone.

Der obere Abschnitt ist im Zusammenhang mit der Sackung von Fontana beschrieben worden. Sein Gefälle beträgt zwischen Legiuno und Sciresa durchschnittlich 160 Promille.

Zwischen Sciresa und Pontirone wurde durch Sondierbohrungen bei Kote 924 und Kote 872 ein auffallend kastenförmiger Querschnitt der glazialen Felssohle nachgewiesen. Ich möchte hier Herrn Prof. Dr. W. Leupold, der mir auf einer Exkursion Einblick in verschiedene Pläne der Blenio-Kraftwerke gewährte, für sein Entgegenkommen bestens danken.

Der Kastenboden ist beim obern Profil 180 m und beim untern 260 m breit. Durch die über der Legiuna 30–60 m mächtige Aufschüttung, die gegen das Talgehänge bis auf 100 m zunimmt, ist die Kastenform etwas verwischt worden. Wie die Profile zeigen, nimmt die Aufschüttung talauswärts rasch ab. Bei Pontirone tritt die Felssohle zu Tage.

Das rezente Gefälle der Legiuna beträgt zwischen Sciresa und Pontirone 88 Promille, das des glazialen Felsbodens zwischen den beiden Profilen 36 Promille.

b) Die Mündungssteile

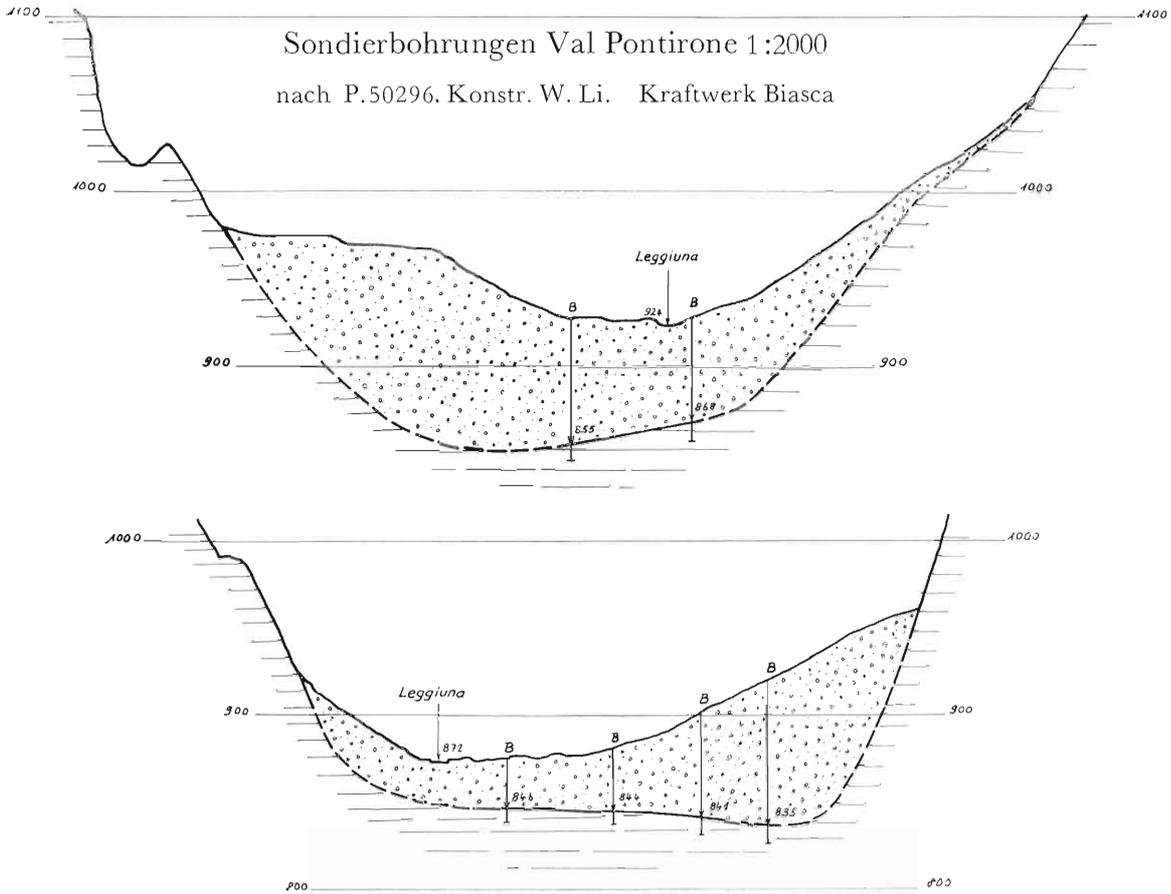
Sie zeigt ähnliche, nur noch wildere Formen als die des Val Malvaglia: glatte, oft kluftbedingte Wände, die unter den tiefsten Felsspornen eine enge Klamm von 10–30 m Tiefe bilden. Diese Klamm, die vor allem im obern Abschnitt der Schlucht erkennbar ist, entspricht auch hier der postglazialen Tiefenerosion. Die nacheiszeitliche Aufwärtsverlegung des Steilenscheitels beträgt etwa 420 m.

Ähnlich wie beim Val Malvaglia läuft auch hier auf der Nordseite der Schlucht vom Talboden ein schmaler Gehängesims talauswärts. Seine Außenkante liegt am Talausgang in 740 m Höhe. Auf der Südseite ist eine entsprechende Leiste in 780 m nur bis zum Bach, der von P. 1419 herunterfließt, vorhanden. Die Talbodenleisten liegen also im Val Pontirone etwas höher als im Val Malvaglia; der Unterschied ist aber, verglichen mit dem Größenunterschied der beiden Einzugsgebiete, nur klein.

Die Mündungsschluchten des Orino und der Legiuna sind ungefähr gleich lang; hingegen besitzt die Legiuna schon im obern Abschnitt ein steileres Gefälle. Von Kote 820 bis Kote 620, südwestlich P. 804, beträgt es 140 Promille. Die Schluchtsohle liegt bei P. 804 rund 140 m unter der Talbodenleiste.

Schlucht abwärts war für mich das Bachbett nur noch südlich Pontironetto erreichbar, wo es nach Angabe des Höhenmessers in 480 m liegt. Die Schlucht ist hier bereits in das Gehänge des Bleniotals eingeschnitten und zeigt, wie die des Orino, einen gewinkelten, klüftungsbedingten Verlauf. Im Längsprofil müssen unterhalb Pontironetto noch zwei Wasserfälle vorhanden sein. Ihre Höhen ließen sich aber nicht bestimmen.

Von der Talbodenleiste am Ausgang des Val Pontirone bis zum rezenten Boden des Bleniotals bei Ponte Leggiuna besteht ein Höhenabstand von 370 m. Zählt man dazu die schätzungsweise 100–150 m betragende Aufschotterung des Bleniotals, (29, Seite 206), so ergibt sich eine Übertiefung des Haupttals von 470–520 m.



ZUSAMMENFASSUNG

1. Das Untersuchungsgebiet

Es umfaßt die Täler Val Carassina, Val Soja, Val Malvaglia und Val Pontirone, die zusammen eine Fläche von 141 km² einnehmen.

Charakteristisch für alle drei Täler sind:

- die *relativ hohe Lage* (mittlere Höhen zwischen 2190 und 1784 m, größte Arealanteile zwischen 2000 und 1800 m);
- die *starke Reliefierung* (Höhenspannung der einzelnen Täler zwischen höchstem und tiefstem Punkt = 2950–2260 m);
- die durch hohe *Mündungsstufen* bedingte Abgeschlossenheit gegen das Haupttal.

2. Klimatische Voraussetzungen

Niederschlagsmessungen im Blenio- und Calancatal zeugen von vorwiegend insubrischem Klimacharakter (Niederschlagsmaximum im Herbst, Nebenmaxima im Sommer und Frühling), wobei sich gegen N zunehmend alpin-kontinentaler Einfluß bemerkbar macht.

Von besonderer Bedeutung für aktuelle morphologische Vorgänge sind neben der schneeschnelzebedingten Bodendurchnässung die heftigen Güsse und die dabei entstehenden Hochwasser.

3. Geologie und Tektonik

Das Gebiet liegt im Bereich der unterpenninischen Decken, die zur Hauptsache aus Ortho-, Para- und Mischgneisen bestehen und in den Stirnregionen durch mesozoische Muldengesteine gegliedert werden.

Abtragungsvorgänge und morphologische Formen sind besonders von folgenden Faktoren abhängig:

- *Unterschiedliche Erosionsresistenz*

Die mesozoischen Gesteine sind allgemein weniger widerstandsfähig als die Gneise. Unter den letzteren sind die dickbankigen Augengneise der Simanodecke am resistentesten, die dunklen Biotit-schiefer und -gneise der selben Decke am erosionsanfälligsten. Herabgesetzt wird die Widerstandsfähigkeit lokal durch starke tektonische Auflockerung.

- Lage und Tektonik der *Deckenstirnen* (Lagerung, Muldengesteine).
- *Axialgefälle* der Decken gegen E.
- *Klüftung und Bruchzonen*.

Systematische Kluftrichtungen haben folgende Maxima ergeben:

1. N 0–20 W (allg. Längsklüftung)
2. N 70–90 E (allg. Querklüftung)
3. N 115–135 E
4. N 40–60 E
5. N etwa 150 E (nicht überall hervortretend).

Die meisten Brüche streichen in den Kluftrichtungen 1. und 3. Brüche in den übrigen Kluftrichtungen sind ebenfalls vorhanden, aber seltener.

Die Bruch- und Kluftrichtungen unseres Gebietes sind auch in andern Teilen des Sopraceneri vorherrschend. Zusammenhänge mit dem offensichtlich vorhandenen Tallineament sind wahrscheinlich.

4. Talgeschichte

Die *Anlage der Täler* entspricht den Großstrukturen der penninischen Decken. Beziehungen zu einem tektonischen Primärrelief im Sinne R. Staubs sind höchstens im N vorhanden.

- Val Carassina: Oberer Abschnitt im Fallen der Aduladeckenstirn und im Streichen der NNW-Klüftung, unterer Abschnitt längs dem kristallinen Stirnrand der Aduladecke.
- Val Soja: Oberster Abschnitt längs einer E-W streichenden Störungslinie, mittlerer und unterer Abschnitt längs der Soja- und Bleniomulde.
- Val Malvaglia: Oberer Abschnitt = Isoklinaltal (Längsklüftung), unterer Abschnitt im Streichen der Diagonalklüftung (nicht überall direkt nachweisbar).

Val Pontirone: Stellenweise parallel zu Bruchlinien und Klüftung, stellenweise annähernd Isoklinaltal.

Analoge Beziehungen gelten auch für die sekundären Nebentäler Valle di Giumello, Val Madra, Val Combra und Val Scengio.

Wasserscheidenverlegungen und Flußanzapfungen sind am ursprünglich bedeutend größer gewesenen Val Carassina nachweisbar. Sie haben mit der Gebietseroberung der südalpinen Gewässer eingesetzt und sind an der Brescianahochfläche noch rezent wirksam. Die Entwicklung könnte schematisch folgendermaßen wiedergegeben werden:

- Miocän: Ältestes Carassinatal: Simanogewölbe – Val Luzzzone – Motterascio – Lugnez – Vorder-
rhein.
- Pliocän: Kontinuierliche Nordwärtsverschiebung der Wasserscheide im S vom Val Malvaglia her.
Anschluß des Carassinatals im N, östlich Campo, ans Tessinsystem.
Beginnende seitliche Anzapfung östlich Dangio vom Val Soja her.
- Quartär: Fortschreitende Gebietseroberung durch das Val Malvaglia im S (zeitweise eventuell bis
inklusive Brescianagebiet).
Ablenkung im N in die heutige Tallinie Compieto-Olivone.
Durchschneidung des Carassinatalbodens durch den Sojabach und Anschluß des Bre-
sciangebietes ans Val Soja.
Postglazial: Kleinere Wasserscheidenverlegungen im Brescianagebiet zwischen Val Caras-
sina und Val Soja einerseits, Val Soja und Val Malvaglia andererseits.

Folgen dieser Vorgänge sind der heterogene Höhenaufbau des Val Soja und der Torsoscharakter des Val Carassina. (Analoge Vorgänge am Splügen und am San Bernardino.)

Die *Gipfelfur* weist eine deutliche Stufung in folgende drei Niveaus auf:

1. 3250–3100 m
2. 2950–2750 m
3. 2500–2300 m.

Die Stufen liegen allgemein an den Gabelungsstellen der Gräte.

Die Beziehungen zwischen den Gipfelniveaus und dem Grad der Durchtalung zeigen, daß die Stufung im Lauf der Entwicklung durch ungleich starke Abtragung an den verschiedenen Stockwerken verstärkt worden ist und sich weiter verschärfen wird.

Schlüsse auf zeitlich getrennte oder regional ungleich starke endogene Bewegungen lassen sich aus unserem engbegrenzten Gebiet nicht ziehen.

Die *Zone der Verflachungen*, die sich oberhalb 1900–2000 m bis an den Fuß der Gratregion erstreckt, kann als Relikt eines wahrscheinlich pliocänen Altreliefs gelten.

Eine Gliederung in verschiedene talgeschichtliche Niveaus (Primärsystem Witschis, Pettanetto- und Bedrettoniveau) ist nicht möglich, da die Stufung innerhalb der Verflachungszone sehr uneinheitlich ausgeprägt ist, zum Teil in enger Beziehung zu geologischen Verhältnissen steht (Lagerung!) und in vielen Fällen erst durch quartäre Erosionsvorgänge entstanden ist (glaziale Bildung von Kartreppen, Mündungskaren, Hochtrögen und Wandfußkaren).

Die *Verflachungen am Talgehänge* und die *Stufen im Längsprofil* der Täler gestatten aus folgenden Gründen keine Rekonstruktion von alten Talbodensystemen:

- Es sind allgemein zu wenig für eine Rekonstruktion in Frage kommende Geländeformen vorhanden. Eine Gliederung in verschiedene Niveaus wäre daher weitgehend willkürlich.
- Eine Häufung von Verflachungen in bestimmten Höhenzonen des Gehänges ist höchstens auf kurze Strecken hin festzustellen. Gegenüberliegende Talhänge stimmen meist in bezug auf Terrassierung schlecht überein.
- Glaziale Erosion (Umformung von Talkanten, Eckbildung, Ausbrüche) und besonders postglaziale Vorgänge (Massenbewegungen!) haben zu starker Umgestaltung und Zerstörung der alten Gehängeformen geführt.
- Talstufen sind teils lithologisch bedingt, teils glazial entstanden oder mindestens verschärft worden. Mit Ausnahme der Mündungssteilen und einzelner Trogschlußstellen stehen sie in keiner direkten Beziehung zu niveaugleichen Gehängeverflachungen.
- Die präglaziale Talbodenhöhe läßt sich nicht feststellen. Selbst die Talböden über den Mündungssteilen der sekundären Nebentäler liegen nicht im präglazialen Niveau, wie Annaheim angenommen hat; nachweisbar hat auch hier während des Quartärs eine starke Taleintiefung stattgefunden.
- Die Niveaurekonstruktionen Lautensachs und Annaheims im Bleniotal, die als Grundlagen für unsere Täler in Frage kämen, haben sich als unhaltbar erwiesen.

-- Verschiedene Untersuchungen haben ergeben, daß die Hypothese von der Erkennbarkeit und Daterbarkeit alter Eintiefungsphasen aus den Oberflächenformen nur beschränkt gültig ist. Auf unser Gebiet läßt sie sich nicht anwenden.

5. Vergletscherung

Die *rezente Vergletscherung* beträgt nach der Landeskarte (erste Ausgabe mit Gletscherständen von 1930/33) 3,50 km² oder 2,5% des ganzen Gebietes und schwankt in den einzelnen Tälern zwischen 9,5% (Val Soja) und 1,4% (Val Pontirone). Seit 1930 ist sie noch beträchtlich zurückgegangen.

Der einzige bedeutende Gletscher mit einigermaßen ausgeprägter Zunge ist der Brescianagletscher (1,3 km²). Die übrigen sind nur wenig mächtige Kargletscherreste oder kleine Eisfelder.

Am weitesten hinunter reicht der Gletscher am 2950 m hohen Torr. Alto, nämlich bis auf 2250 m. (N-Exposition, Schutz durch 500 m hohe Karwand, starke Stauniederschläge.) Er ist zugleich der südlichste Gletscher des Kantons Tessin.

Die *rezente Schneegrenze* ist infolge des raschen Gletscherrückgangs nicht exakt bestimmbar. Unter Anwendung der Gipfelmethode Simonys, der Methode Höfers und nach eigenen Beobachtungen der sommerlichen Ausaperung habe ich für die Jahre 1952–1954 eine Höhe von 2900 m gefunden.

An beidseitig vergletscherten Gräten beträgt der Höhenunterschied der Gletscherenden zwischen W- und E-Seite 150–250 m, zwischen W- und N-Seite jedoch 250–500 m. Diese Differenzen sind nicht nur die Folge unterschiedlicher Exposition, sondern auch der lokalen topographischen Verhältnisse (Grat- und Gipfelasymmetrie).

Der *Gletscherrückgang seit etwa 1850* läßt sich aus der Lage der zahlreichen schönen 1850er Moränen und mit Hilfe der Siegfriedkarte (Aufnahme 1855, erste Ausgabe 1872) und der Landeskarte (Gletscherstände 1930/33) verfolgen.

Der Flächenschwund der Gletscher zwischen den Darstellungen auf der nicht ganz genauen Siegfriedkarte und auf der Landeskarte beträgt rund 49%. An den nur wenig mächtigen Eisfeldern ist er viel größer als am Brescianagletscher, wo er nur etwa 35% ausmacht.

Der Rückzug der einzelnen Gletscher von etwa 1850 bis 1954 schwankt horizontal zwischen 350 und 900 m, vertikal zwischen 120 und 400 m. Er ist stark abhängig von der Exposition und der Topographie der Gletschergebiete und ihrer Umrahmung.

Die Hebung der Gletscherenden seit 1850 beträgt durchschnittlich 200 m, was ungefähr dem schweizerischen Durchschnitt entspricht.

Die *spät- bis postglazialen Stände der Kargletscher* werden durch einzelne Wallmoränen in der Zone der Verflachungen belegt.

Die untersten Wälle, je nach Exposition in 1900–2200 m Höhe, entsprechen möglicherweise dem Daunstadium, die etwas höher gelegenen und frischeren (2200–2400 m) dem Egesenstadium, möglicherweise dem postglazialen Larstigvorstoß.

Wallmoränen der Talgletscher, welche spätglazialen Rückzugsstadien entsprechen könnten, sind nicht vorhanden.

Die *eiszeitliche Vergletscherung* läßt sich nur anhand der Schliiffgrenze bestimmen. Diese liegt an den Talausgängen in 2140–2040 m Höhe.

Die in andern Tessinertälern gemachte Beobachtung, wonach das Talgletscherniveau ungefähr am untern Rand der Hochverflachungen oder wenig tiefer lag, gilt auch für unser Gebiet.

Die Eisfüllung der Kare überschritt im allgemeinen den Betrag von 200 m nicht, nur über Hochtrögen und Mündungskaren erreichte sie 300 m.

Die Mächtigkeit der Talgletscher betrug unmittelbar unterhalb der Trogschlüsse etwa 400–700 m, an den Talausgängen 800–1200 m.

6. Glazialerosion und Glazialformen

In der *Zone der Verflachungen* können Gletscherschliffe, Rundbuckel, Felsbecken und einzelne sekundäre Karnischen (z. B. Wandfußkare) als reine Glazialformen gelten. Die Bildung von großen Karen, Kartreppen, Mündungskaren und Hochtrögen muß aus dem Wechsel von fluvialen und glazialen Erosionsperioden erklärt werden.

Abgesehen von Hochtrögen und untersten Böden von Kartreppen übersteigt der glaziale Abtrag in der Verflachungszone kaum 100 m.

Die *Talhänge* haben durch die Glazialerosion allgemein eine größere Steilheit erhalten. Frostverwitterung und Ausbrechen von Felsblöcken scheinen von größerer Wirkung gewesen zu sein als reine glaziale Abschleifung.

Schöne Trogform tritt nur bei geeigneter Gesteinslagerung auf.

Besonders stark hat die glaziale Erosion bei Talumbiegungen und Konfluenzstellen gewirkt. Eckkanten an Talmündungen sind glazial getrept worden.

In den *Talsolesen* ist die Wirkung der Gletscher wegen der starken nachträglichen Verschüttung selten direkt zu beobachten.

Bohrungen im untern Val Pontirone haben ein ausgesprochenes Kastenprofil nachgewiesen.

Die Beckenbildung scheint gering zu sein. Steilen sind verschärft und vergrößert worden. Die fluviale Durchschneidung stammt in vielen Fällen nicht erst aus postglazialer Zeit.

Die Übertiefung des Val Malvaglia unter seine Nebentäler beträgt 250–130 m, die des Bleniotals unter Val Malvaglia und Val Pontirone etwa 450–520 m. Diese Beträge sind aber nicht einfach als das Maß der glazialen Taleintiefung zu bewerten, da sich einerseits die präglaziale Talbodenhöhe nicht fixieren läßt und andererseits das Verhältnis von fluvialer und glazialer Abtragsleistung während des Quartärs nicht sicher zu ermitteln ist.

Typische Merkmale glazialer Konfluenz weist das Mündungsgebiet des Val Soja auf.

7. Blockströme und Blockgirlanden

Beide Formen sind auf der geologischen Karte unseres Gebietes entweder als Moränen kartiert oder nicht enthalten.

Blockströme sind Schuttmassen, die durch langsames Fließen die Form von Zungengletschern erhalten haben. Sie bestehen aus Moränenmaterial, Steinschlag-, Lawinen-, Felssturz- und Gehängeschutt. Morphologische Unterschiede zwischen

<i>Blockströmen</i>	und	<i>Moränensystemen</i>
Die untere Partie zeigt im Querschnitt eine aufgewölbte Oberfläche		Konkaver Querschnitt zwischen den beiden Seitenmoränen
Deutliche Fließstrukturen, im untern Abschnitt nach vorn ausgebuchtete, sichelförmige Wülste		Hinter dem Endmoränensystem meist wenig mächtige, schlecht geformte, zum Teil verschwemmte Schuttdecke im verlassenen Gletscherbett
Geschlossene Stirnform; bei aktiven Strömen übersteile, steinschlägige Stirnböschung		Stirnmoränen an einer oder mehreren Stellen; durch Schmelzwasser des sich zurückziehenden Gletschers zerstört und verwaschen
An einzelnen Strömen meßbares Vorrücken der Schuttmassen		Stabile Lage der Endmoränenwälle
Entwässerung unterirdisch, kräftige Schuttquellen an Stirnen von inaktiven Strömen		Entwässerung im verlassenen Gletscherbett oberirdisch oder längs des Außenrandes der Seitenmoränen

Eine scharfe Trennung zwischen Blockströmen und Moränen ist jedoch in unserem Gebiet nicht immer möglich (siehe unten).

Die Blockströme unseres Gebietes halten sich allgemein an E-, W- und N-Exposition; auf Alpe Piai liegt als Rarität ein großer inaktiver Strom mit S-Exposition.

Die *aktiven Blockströme* endigen zwischen 2500 und 2880 m, das heißt rund 200 m höher als die aus dem Graubünden bekannten.

Die meisten sind Übergangsformen zwischen Endmoränenmassen sehr schuttreicher Kargletscher und eigentlichen Blockströmen und weisen folgende Merkmale auf:

- Die Stirnen sind übersteil und steinschlägig.
- Die Zungenformen sind schlecht ausgebildet, die Oberflächen zeigen aber in den stirnnahen Partien Fließformen und vereinzelt Scherflächen.
- Gegen das rückwärtige Kargehänge hin sind entweder noch Gletscherreste vorhanden, oder sie haben laut Siegfriedkarte um 1850 noch existiert und eventuell Toteis hinterlassen.
- Die Enden der noch vorhandenen Gletscherchen sind unter dem Schutt verborgen.

Die zum Fließen dieser Schuttmassen nötige Durchnässung erfolgt durch das Abschmelzen des Gletscher- oder Toteises sowie durch Regen- und Schneeschmelzwasser.

Der einzige aktive Blockstrom, der in keiner Abhängigkeit von der rezenten Vergletscherung steht, liegt an der NE-Flanke der C. di Gana Bianca und stirnt in etwa 2520 m.

Die *inaktiven Blockströme* stirnen zwischen 2350 und 1900 m. Ihre untersten Stirnen sind seit mehreren Jahrhunderten stabil (Alpsiedlungen längs des Stirnfußes).

Die heutige Durchnässung durch Regen- und Schneeschmelzwasser (Lawinenschnee!) genügt offenbar für das Fließen nicht mehr. Zur Zeit ihrer Aktivität müssen folglich andere klimatische Bedingungen geherrscht haben. Am nächstliegenden ist die Annahme einer tieferen Lage der Schneegrenze, woraus sich folgende, für das Fließen des Schuttes günstige Bedingungen ergeben:

- Vorhandensein eines Kargletschers im Rücken der Blockströme.
- Bei Gletscherrückgang wesentlich stärkere Durchnässung als heute.
- Subnivales Klima im Bereich der Blockströme.
- Sekundäre Eisbildung in tieferen Lagen als heute (Kaverneneis, Lawineneis).
- Größere Materialzufuhr infolge stärkerer Frostverwitterung und eventuell gesteigerter Lawinenwirkung.
- Stärkere Solifluktion im Blockstrom selber.

Nach dieser Annahme müßten sich die betreffenden Blockströme im Anschluß an postglaziale (ev. spätglaziale) Gletschervorstöße entwickelt haben.

Die kräftigen Sekundärstirnen in höheren Partien der Blockströme sprechen für jüngere, weniger weit hinabreichende Bewegungsphasen.

Die *komplexen Schuttmassen* auf Alpe di Cava und Alpe Scièru setzen sich zusammen aus

- postglazialen Seitenmoränen am Außenrand des Blockstroms, wo keine seitliche Ernährung stattfinden kann,
- Blockgirlanden auf der Innenseite, die vom Fuß der Steinschlag- und Lawinenschutt liefernden Steilflanken in den Blockstrom einfließen,
- Zungen, die sich aus dem Moränenmaterial und dem seitlich anfallenden Schutt gebildet haben.

Blockgirlanden sind treppenartig hintereinander liegende Fließwülste in Schutthalden, die sich nicht zu eigentlichen Zungen entwickelt haben.

8. Massenbewegungen

Sie spielen in unserem Gebiet eine wesentlich bedeutendere Rolle, als nach der geologischen Karte anzunehmen wäre.

Besondere Neigung zu Massenbewegungen zeigen die aus den dunklen Biotitgneisen der Simanodecke bestehenden Hänge (rechte Seite des obern Val Malvaglia; Val Madra, Val Combra, Val Pontirone, Val Scengio).

Die Abrißkanten sind meist kluftbedingt.

Massenbewegungen, die sich auf die Gratregion beschränken und auf den Hochverflachungen zur Ablagerung oder zum Stillstand gekommen sind, haben größtmäßig nur untergeordnete Bedeutung.

Die großen Massenbewegungen setzen unmittelbar unter den Hochverflachungen oder, wo diese fehlen, an Gräten und Gratausläufern an. Sie verändern meist Längs- und Querprofil der Täler (Stauung, Epigenesen) und üben dadurch einen starken Einfluß auf die Erosion und den Materialtransport der Talgewässer aus.

Typen von Massenbewegungen in unserem Gebiet:

- Bergstürze (schnell, einmalig)
- Sackungen (langsam, zum Teil chronisch)
- Felsrutschungen (langsam, zum Teil chronisch)
- Schuttrutschungen (langsam, chronisch mit akuten Sekundärbewegungen).

Als «Felsrutschungen» werden Bewegungen bezeichnet, die einigermaßen im Schichtfallen verlaufen, als «Sackungen» solche, die keine eindeutige Beziehung zur Gesteinslagerung aufweisen. Eine scharfe Trennung ist nicht möglich.

Die *Doppelgräte* unseres Gebietes sind entweder Anfangsstadien von Sackungen der Gratregion oder gehören zu Abrißgebieten von Felsrutschungen. Sie treten besonders an Isoklinalkämmen bei Vorhandensein von Bruchlinien oder starker Klüftung längs des Grades auf. Beziehungen zu Exposition und Nivation sind nicht nachweisbar.

Bergstürze beschränken sich meist auf die Gratregion. Der einzige bedeutende, der bis in die Talsohle abgefahren ist, hat sich bei Compieto (Val Carassina) ereignet. An der westlichen Grenze unseres Gebietes liegen ferner die Abrißränder der großen, ins Bleniotal abgefahrenen Bergstürze von Ludiano (postglazial) und Biasca (1512 oder 1513).

Sackungen treten in verschiedenen Entwicklungsstadien auf, zum Beispiel

- bei P. 1963 und P. 1910 (Südseite des Val Pontirone) im Anfangsstadium,
- bei Fontana (Pontirone) als weit entwickelter Typ mit chronischen Schutt- und Felsbewegungen im untern Abschnitt (tiefgründigste Sackung unseres Gebietes),

– am rechten Talhang des Val Malvaglia als ein aus mehreren Bewegungskomplexen zusammengesetzter, zur Zeit stabiler Typ.

Felsrutschungen (zum Teil mit Übergängen zu Sackung) sind flächenmäßig die wichtigsten Massenbewegungen unseres Gebietes (oberes und mittleres Val Malvaglia, Val Scengio usw.). Sie besitzen nicht einheitliche Gleitflächen und weisen deshalb innerhalb eines Rutschgebietes stark unterschiedliche Mächtigkeiten und Bewegungsausmaße auf. Auch die seitlichen Begrenzungen sind oft unscharf.

Kombination von Sackung und Felsrutschung tritt ein, wenn das Gestein zwar talwärts einfällt, aber spitzwinklig zur Talachse streicht (Val Madra, Val Combra, Val Pontirone Südseite). Am genauesten im Schichtfallen liegen dann die einen Flanken der Gehängerrinnen. Hier ist allgemein die Massenbewegung auch am stärksten entwickelt.

Schuttrutschungen größeren Ausmaßes beschränken sich auf die untern Partien von Sackungen und Felsrutschungen. Lokale Rutsche treten auch in den teilweise mächtigen Moränendecken auf (Val Malvaglia). Unterschneidung des Gehänges durch Bäche und starke Bodendurchnässung sind die beiden wichtigsten Ursachen akuter Bewegung.

9. Postglazialer Verwitterungsabtrag, Erosion und Materialtransport

Die folgenden Angaben mögen einen kleinen Einblick in die exogene Dynamik unseres Gebietes geben:

- Aus der Gleichsetzung des Inhalts der postglazialen Schuttmasse im Kar von Alpe Scièru mit dem Abtrag in ihrem Einzugsgebiet ergibt sich eine mittlere Erniedrigung des betreffenden Gratregion-Abschnittes von etwa 15 m.
- Die postglaziale fluviale Tiefenerosion erreicht im anstehenden Fels der Mündungsschluchten Beträge bis zu 40 m.
- Die Tiefenerosion der Legiuna in stark zerrüttetem Fels und Lockermaterial am Fuß der postglazialen Sackung von Fontana beträgt bis 100 m (Wechselwirkung zwischen Erosion und seitlicher Schuttfuhr). Die fluvial ausgeräumte Schuttmasse dürfte nach grober Schätzung auf 30 Mio. m³ veranschlagt werden.
- Die mittlere jährliche Schuttablagerung der Legiuna in ihrem Delta dürfte unter den gegenwärtigen Verhältnissen etwa 20000 m³ betragen. Die Ablagerung während des Hochwassers vom 8./9. August 1951 wurde von Gianella auf 100000 m³ geschätzt.

Literaturverzeichnis

1. AIGNER A., *Das Karproblem und seine Bedeutung für die ostalpine Geomorphologie*. Zeitschr. f. Geomorphologie, Jg. 5, 1930, S. 201–222.
2. AIGNER A., *Bemerkungen über die Beziehungen zwischen Klüften und Doppelgraten*. Zeitschr. f. Geomorphologie, Jg. 7, 1932, S. 298–300.
3. ALTMANN H., *Bergstürze und Rutschungen in den Lüschnentälern*. Diss. Bern 1959.
4. AMPFERER O., *Über einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie*. Zeitschr. f. Geomorphologie, Jg. 1, 1925, S. 83 ff.
5. AMPFERER O., *Über einige Formen der Bergzerreißung*. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, math.-nat. Klasse, Abteilung 1, 1940.
6. AMPFERER O., *Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen*. Sitz.-Ber. d. Akademie d. Wissenschaften, math.-nat. Klasse, Abteilung 1, 1940.
7. ANNAHEIM H., *Die Landschaftsformen des Luganerseegebietes*. Diss. Basel. Geographische Abhandlungen, Stuttgart 1936.
8. ANNAHEIM H., *Studien zur Geomorphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand*. Geographica Helv., Jg. 1, 1946.
9. ASCHER H., *Über Gefügemessungen in Lockergesteinen*. Geologie und Bauwesen, Jg. 19, 1952.
10. BÄR O., *Gesteinsklüfte und Rundhöcker*. Untersuchungen im Aare- und Gotthardmassiv. Diss. Zürich. Geographica Helv. 1956.
11. BECK P., *Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland*. Ecl. geol. Helv. Vol. 16, 1921.
12. BECK P., *Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer Alpen*. Mitt. d. Natw. Ges. Thun, Nr. 1, 1926.
13. BLACHE J., *La sculpture glaciaire*. Revue de Géographie Alpine, vol. 40, 1952.
14. BOESCH H., *Die Formen des Hochgebirges*. Die Alpen, Bd. 22, 1946.
15. BOESCH H., *Beiträge zur Kenntnis der Blockströme*. Die Alpen, Bd. 27, 1951.
16. BÜREN K. v., *Die Rovantäler*. Geographica Helv. Bd. 8, 1953.
17. BURCHARD A., *Neue Erkenntnis zum Stufenbau der Alpentäler*. Petermanns Mitteilungen, 1923.
18. CADISCH J., *Geologie der Schweizer Alpen*. Basel 1953.
19. CANALE A., *Geomorphologie der Valle Onsernone*. Diss. Bern. Bellinzona 1957.
20. CHAIX A., *Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine*. Le Globe, vol. 62, 1923.
21. DOMARADZKI J., *Blockströme im Kanton Graubünden*. Ergebnisse d. wissensch. Untersuchungen d. schweiz. Nationalparks. Neue Folge, Bd. 3, 1951.
22. ECKARDT P., *Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen*. Diss. Zürich, 1957.
23. END G., *Biasca und Val Pontirone*. Jahrbuch d. Schweiz. Alpenclub, Bd. 57 und 58, 1922 und 1923.
24. FELS E., *Das Problem der Karbildung in den Ostalpen*. Petermanns Mitt. Ergänzungsheft 218, 1929.
25. FLÜCKIGER O., *Glaziale Felsformen*. Petermanns Mitt. Ergänzungsheft 218, 1934.
26. FURRER H., *Das Sackungsgebiet von Greich-Goppisberg nördlich Mörel*. Ecl. geol. Helv. Vol. 41, 1948.
27. GERBER E., *Morphologische Untersuchungen im Rhodelängstal zwischen Oberwald und Martigny*. Diss. ETH Zürich, Zürich 1944.
28. GERBER E., *Das Längsprofil der Alpentäler*. Geographica Helv., Jg. 11, 1956.
29. GERBER E., *Form und Bildung alpiner Talböden*. Geographica Helv. Jg. 14, 1959.
30. *Geologischer Führer der Schweiz*, Fasc. III und XI, Basel 1934.
31. GHEZZI C. und GYGAX F., *Die hydrologischen Verhältnisse am Alpensüdhang*. Wasser- und Energiewirtschaft, Jg. 45, 1953.
32. GIANELLA R., *Wildbachverbauungen, Uferschutzbauten und Flußkorrekturen im Kanton Tessin*. Wasser- und Energiewirtschaft, Jg. 45, 1953.
33. GOLDBERGER J., *Morphologische Beobachtungen am Tschirgant bei Imst*. Schlernschriften, Jg. 65, 1950.
34. GUT A., *Das Felsrelief an der Vereinigung glazialer Täler*. Diss. Zürich, 1936.
35. GYGAX F., *Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca*. Schweizer Geograph, 1934/35
36. GYGAX F., *Niederschlag und Abfluß im Einzugsgebiet der Magliasina*. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, geotechn. Serie, Hydrologie, 1948.
37. HAEFELI R., *Kriechprobleme im Boden, Schnee und Eis*. Wasser- und Energiewirtschaft, Jg. 46, 1954.
38. HEIM A., *Geologie der Schweiz*. Leipzig 1919–1922.
39. HEIM A., *Bergsturz und Menschenleben*. Zürich 1932.
40. HEUBERGER H., *Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernaustadium*. Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glazialgeol. Bd. 3, 1954.
41. HÖHL G., *Beobachtungen über Doppelgrate in den Ostalpen*. Petermanns Mitt. Jg. 97, 1953.
42. JÄCKLI H., *Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius*. Ecl. geol. Helv. Vol. 44, 1951.
43. JÄCKLI H., *Geologische Voraussetzungen für das Wandern von Gefällsstufen*. Geographica Helv. Jg. 7, 1952.
44. JÄCKLI H., *Geologische Eigentümlichkeiten der Geschiebeherde des bündnerischen Rheingebietes*. Wasser- und Energiewirtschaft, Jg. 45, 1953.
45. JÄCKLI H., *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes*. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Serie, Lieferung 36, 1957.
46. JEGERLEHNER J., *Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz*. Gerlands Beitr. z. Geophysik, Bd. 5, 1902.
47. JENNY H., FRISCHKNECHT, KOPP, *Geologie der Adula*. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Neue Folge, Lieferung 51, 1923.
48. JESSEN O., *Reliefsymmetrie und Auslage*. Petermanns Mitt. Jg. 81, 1935.
49. KLEBELSBERG R., *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Wien 1948.

50. KINZL H., *Die größten nacheiszeitlichen Gletscherorstöße in den Schweizer Alpen*. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 20, Berlin 1932.
51. KÜNDIG E., *Morphologie, Tektonik und Petrographie*. Schweizer Geograph, Jg. 13, 1936.
52. LAUTENSACH H., *Die Übertiefung des Tessingebietes*. Penks Geogr. Abhandl., Leipzig und Berlin, 1912.
53. LEHMANN O., *Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie*. Abhandl. d. Geogr. Ges. Wien, 1920.
54. LEHMANN O., *Gefällsentwicklung und Talstufen im Hochgebirge*. Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. 10, 1937.
55. LEHMANN O., *Die morphologische Wirksamkeit und topographische Verborgenheit von Verwerfungen*. Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich, Bd. 86, 1941.
56. LOUIS H., *Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimamorphologie*. Geomorph. Studien, Peterm. Mitt. Erg. Heft 262, 1957.
57. LOUIS H., *Geomorphologie*. Lehrbuch d. Allg. Geogr. Bd. 1, Berlin 1961.
58. MACHATSHECK F., *Zur Morphologie der Schweizer Alpen*. Zeitschr. f. Erdkunde, Sonderband, Berlin 1928.
59. MACHATSHECK F., *Geomorphologie*. Leipzig 1952.
60. MORAWETZ S. O., *Beobachtungen an Schutthalde, Schuttkegeln und Schuttflecken*. Zeitschr. f. Geomorph. Bd. 7, 1932.
61. MORAWETZ S. O., *Lineare oder flächenhafte Abtragung*. Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. 11, 1940.
62. MORAWETZ S. O., *Eckbildung und Stockwerkbau*. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 96, 1954.
63. MORCHELES J., *Über Eckfalten und andere Probleme der Talbildung*. Geol. Rundschau, Bd. 13, 1922.
64. MÜLLER I., *Untersuchungen über statistische Klüftmessungen*. Geologie und Bauwesen, Jg. 5, 1933.
65. NABHOLZ W., *Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aarmassiv-Seengebirge*. Geol. Rundschau, Bd. 42, 1953.
66. NEUENSCHWANDER G., *Morphometrische Begriffe*. Diss. Zürich, 1944.
67. NIGGLI P., PREISWERK, GRÜTTER, BOSSHARD, KÜNDIG, *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia und Bleniotal*. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lieferung 71, 1936.
68. PANZER W., *Talrichtung und Gesteinsklüfte*. Peterm. Mitt. Jg. 69, 1923.
69. PASCHINGER H., *Untersuchungen über Doppelgrate*. Zeitschr. f. Geomorphologie. Bd. 3, 1927.
70. PENK A. und BRÜCKNER E., *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig 1909.
71. PILLEWITZER W., *Bewegungsstudien an Karakorumgletschern*. Petermanns Mitt. Erg. Heft 262, 1957.
72. PILLEWITZER W., *Untersuchungen an Blockströmen der Oetztaler Alpen*. Abh. Geogr. Inst. freie Universität Berlin, 1957.
73. PIWOWAR A., *Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalde*. Diss. Zürich 1903.
74. QUERVAIN M. DE und ZINGG TH., *Die außergewöhnlichen Schneefälle vom Januar und Februar 1951 in den Schweizer Alpen und ihre Folgen*. Wasser- und Energiewirtschaft, Jg. 43, 1951.
75. REIST M., *Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bazonatales*. Diss. Bern, 1958.
76. RICHTER M., *Zum Problem der alpinen Gipffelkur*. Zeitschrift f. Geomorphologie, Bd. 4, 1929.
77. SÖLCH J., *Fluß- und Eiswerk in den Alpen*. Petermanns Mitt. Erg. H. 219, 1935.
78. SONDER R. A., *Die Lineamenttektonik und ihre Probleme*. Ecl. geol. Helv. Vol. 31, 1938.
79. STAUB R., *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. d. S.N.G. Bd. 69, 1934.
80. STAUB R., *Der Paß von Maloja, seine Geschichte und Gestaltung*. Jahrb. der Natf. Ges. Graubünden. Bd. 83, 1952.
81. STAUBER H., *Wasserabfluß, Bodenbewegungen und Geschiebetransport in unseren Berglandschaften*. Wasser- und Energiewirtschaft. Jg. 36, 1944.
82. STINY J., *Einiges über Gesteinsklüfte und Geländeformen in der Reifseckgruppe*. Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. 1, 1926.
83. STINY J., *Unsere Täler wachsen zu*. Geologie und Bauwesen, Jg. 13, 1941.
84. STINY J., *Nochmals Talzuschub*. Geologie und Bauwesen. Jg. 14, 1942.
85. STRASSER E., *Geologie der Pizzo-Claro-Torione Alto-Kette sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessental*. Diss. Zürich 1928.
86. STREIFF-BECKER R., *Glazialerosion und Eisbewegung*. Vierteljahrsschrift N. F. G. Zürich, Bd. 79, 1934.
87. STREIFF-BECKER R., *Zur Dynamik des Firneises*. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 26, 1938.
88. STREIFF-BECKER R., *Über die Entstehung glazialer Felsformen*. Vierteljahrsschrift N. F. G. Zürich, Bd. 86, 1941.
89. THAMS J. C., *Die Hochwasser vom August und November 1951 am Alpensüdfuß der Schweiz*. Wasser- und Energiewirtschaft. Jg. 44, 1952.
90. UTTINGER H., *Die Niederschlagsverhältnisse der Schweiz 1901–1949*. Sonderdruck aus Bd. II d. Führers durch die schweizerische Wasser- und Elektrizitätswirtschaft. 1949.
91. WAAGEN L., *Die morphologische Analyse der Verwerfungen im Gebirge*. Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. 2, 1927.
92. WENK E., *Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal*. Schweiz. Min. Pet. Mitt. Bd. 23, 1943.
93. WENK E., *Ostalpines und penninisches Kristallin*. Schweiz. Min. Pet. Mitt. Bd. 28, 1948.
94. WENK E., *Alpines und ostgrönländisches Kristallin*. Verhandl. N. F. G. Basel, Bd. 67, 1956.
95. WITSCHI R., *Morphologie und Hydrologie der obern Blenio-Täler*. Diss. Bern, 1956.
96. WÖRM G., *Kare und Kartreppen in ihrer Abhängigkeit von voreiszeitlichen Reliefresten*. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 15, 1927.
97. ZINGG TH., *Klimatische Schmelzgrenze und Winterniederschläge*. Verhandl. der S.N.G. 1949.
98. SEIFFERT R., *Zur Geomorphologie des Calancatales*. Ergänzungsheft zu Regio Basiliensis, Basler Beiträge zur Geographie und Ethnologie, Heft 1, Basel 1960.

Unveröffentlicht:

DAL VESCO E., *Franamento della Val Pontirone* (Gutachten für das Consorzio idriche, Val Blenio).
 Druckstollen Taldurchquerung Pontirone, Sondierbohrungen (Konsortium Blenio Wasserkräfte).

Karten

1. Topographische: Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt 266 Leventina; Blatt 267 San Bernardino; Blatt 276 Verzasca; Blatt 277 Roveredo.
2. Geologische: Geologische Karte der Adula, Beitr. zur geologischen Karte der Schweiz, Spezialkarte Nr. 104 1:50 000, Geol. Kommission der S.N.G. 1923.
Geologische Karte der Tessiner Alpen 1:50 000, herausgegeben von der geologischen Kommission der S.N.G., Spezialkarte 116, 1934.
Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000, Blatt 7.

INHALTSVERZEICHNIS

A. Einleitung	7
I. Geographischer Überblick	7
1. Val Carassina	8
2. Val Soja	8
3. Val Malvaglia	9
4. Val Pontirone	10
II. Orometrische Charakteristik	11
1. Höhenverhältnisse	11
2. Orometrische Werte	14
III. Niederschlagsverhältnisse und Flußtypus	14
1. Niederschläge	14
2. Der Flußcharakter	15
B. Beziehungen zwischen geologischem Bau und morphologischen Großformen	16
I. Tektonisch-petrographischer Aufbau	16
1. Tektonische Gliederung	16
a) Simanodecke	16
b) Sojadecke	16
c) Aduladecke	18
2. Erosionsresistenz	18
a) Gesteinsbeschaffenheit	18
b) Klüftung	19
c) Brüche	21
II. Einfluß des Gebirgsbaus auf die Anlage und die Entwicklung der Täler	23
1. Die tektonische Gliederung des Reliefs	23
2. Die Anlage der einzelnen Täler	24
a) Val Carassina	24
b) Val Soja	25
c) Val Malvaglia und Val Pontirone	28
C. Die Gratregion	29
I. Die rezenten Wasserscheiden	29
1. Der Adulagrät	29
2. La Colma-Grät und Simano-Grät	30
3. Die westlichen Seitengräte des Adulagrates	31
a) Die drei seitlichen Wasserscheiden der südlichen Nebentäler	31
b) Die seitlichen Wasserscheiden des Val Soja	31
II. Zum Problem der Gipfelflur	32
III. Wasserscheidenverlegungen	33
1. Die Entwicklung der Wasserscheiden des Val Carassina und des Val Soja	33
a) Die ursprüngliche Wasserscheide des Val Carassina	33
b) Der Angriff des Brenno im N und des Orino im S auf das alte Val Carassina	34
c) Der Einbruch des Sojabachs	35
2. Beispiele rezenter Wasserscheidenverlegungen	36
IV. Postglaziale Abtragungsvorgänge	39
1. Doppel- und Reihengräte	39
a) Val Pontirone	39
b) Val Malvaglia	41
c) Val Carassina	42

d) Zusammenfassung	42
2. Bergstürze und Sackungen	42
a) Val Carassina	42
b) Val Malvaglia	43
c) Val Pontirone	43
D. Die Zone der großen Verflachungen	44
I. Charakteristik und Gliederung	44
1. Die Hochverflachungen	44
a) Val Carassina	44
b) Val Soja	44
c) Val Malvaglia	44
d) Val Pontirone	44
2. Die Trograndverflachungen	45
a) Val Carassina	45
b) Val Soja	45
c) Val Malvaglia und Seitentäler	46
d) Val Pontirone und Val Scengio	49
II. Talgeschichtliche Bedeutung der Verflachungszone	49
1. Grundsätzliches	49
2. Die Hochverflachungen	50
3. Die Trograndverflachungen	51
III. Glazialmorphologie	52
1. Die nacheiszeitliche Vergletscherung	52
a) Die heutige Schneegrenze	52
b) Entwicklung der Gletscher seit etwa 1850	53
2. Spuren späteiszeitlicher bis stadialer Gletscherstände	55
a) Val Pontirone	55
b) Val Malvaglia	55
c) Das Alter der Moränenwälle	56
3. Die Schliftgrenze und die hocheiszeitliche Vergletscherung	56
4. Glaziale Erosion auf den Hochverflachungen	57
IV. Blockströme und Blockgirlanden	58
1. Val Carassina	58
2. Val Malvaglia	59
3. Alpe Piai	62
4. Val Pontirone	63
5. Zusammenfassung	67
E. Das Talgehänge	68
I. Böschungsverhältnisse	68
II. Wirkungen der Glazialerosion	68
III. Gehängeverflachungen und Talbodensysteme	69
1. Probleme in unserem Gebiet	69
2. Die Talbodenrekonstruktionen im Bleniotal	70
a) Die Rekonstruktion Lautensachs	70
b) Die Rekonstruktion Annaheims	73
c) Die Ansicht von Seiffert	74
3. Zusammenfassung	74
IV. Massenbewegungen	74
1. Val Carassina	74
a) Die Sackung von Alpe Cassimoi	74
b) Der Bergsturz von Monti Compieto	75
2. Val Soja	75
3. Val Malvaglia	75
a) Das westliche Talgehänge	75

b) Die Sackung von Pianezza im Val Madra	80
c) Der südliche Talhang des Val Combra	82
4. Val Pontirone	82
a) Die Sackung von P. 1963.1, westlich des Val Scengio	82
b) Das südliche Talgehänge westlich Alpe Albeglia	83
c) Die Sackung von Fontana	85
F. Die Talböden	92
1. Val Carassina	92
a) Der Talboden	92
b) Die Mündungssteile	93
2. Val Soja	93
a) Der Talboden	93
b) Die Mündungssteile	93
3. Val Malvaglia	95
a) Der Talboden	95
b) Die Mündungssteile	96
c) Die Nebentäler des Val Malvaglia	96
d) Die glaziale Übertiefung des Val Malvaglia	98
4. Val Pontirone	98
a) Der Talboden	98
b) Die Mündungssteile	98
Zusammenfassung	100
Literaturverzeichnis	106