

GERHARD HIRSBRUNNER

Beiträge zur
Morphologie und Hydrologie
der Roanataler

VORWORT

Zu dieser Arbeit wurde ich angeregt durch Herrn Professor Dr. Gygax. Bei den Feldaufnahmen und bei der Ausarbeitung war ich Nutznießer seines persönlichen Einsatzes, seiner Ideen und Ratschläge, wie auch des Wissens aus seinen spannenden und konzentrierten Vorlesungen, praktischen Übungen und Exkursionen. Dafür danke ich Herrn Professor Gygax herzlich.

Danken möchte ich ebenfalls allen den Helfern, die als Begleiter und Träger bei Sonne und Regen die Neubeschickungen mitmachten.

Herr Pfarrer Don Giovanni Cavalli von Campo besorgte pünktlich die Ablesungen der meteorologischen Station von Campo. Er überließ uns auch uneigennützig oft Räume seines Pfarrhauses als Unterkunft oder Materialdepot. Ihm, wie auch der ganzen Talbevölkerung, die stets freundliches Interesse an meiner Arbeit zeigte, gebührt großer Dank.

In freundlicher Weise überließen mir Herr Ingenieur R. Gianella, Herr C. Wehrmüller, Bellinzona, und Herr P. Knecht, Sektionschef der Landestopographie in Wabern, Akten über die Rutschungen von Campo zur Einsicht.

INHALTSVERZEICHNIS

Das Untersuchungsgebiet

I Horizontale Gliederung	7
1. Abgrenzung	
2. Einzugsgebiete der Bäche	
3. Politische Gliederung	
II Vertikale Gliederung	7
1. Gebirgsumrahmung	
2. Landschaftscharakter der Täler	
III Tektonik und Lithologie	8
1. Einordnung im alpinen Deckengebäude	
2. Gesteine	
3. Zerklüftung und Brüche	

Morphologie 10

I Beschreibung der Einzelformen	10
A Fluviale Formen	10
1. Terrassen	10
2. Schluchten	11
3. Schotter	11
4. Bachschuttkegel	12
B Glaziale Formen	12
1. Trogformen	12
2. Stufen im Längsprofil der Bäche	13
3. Überformte Terrassen, Kare, Seen	13
4. Moränen und überformter Schutt	14
C Durch Schwerkraft geschaffene Formen	15
1. Zerrüttung des Felsgefüges, Sackungen	15
2. Schuttkegel, Gehängeschutt	16
3. Murgänge und Stauschürfböcke	16
4. Bergstürze	17
5. Fels- und Schuttrutschungsmassen	17
a) Die Terrassenflächen	17
b) Der Abhang hinter den Terrassen	18
c) Der Abbruch gegen den Fluß	19
D Anthropogene Formen	19
1. Direkte Einflüsse auf die Landschaftsform	
2. Eingriffe in die Wasserführung der Gewässer	
II Beiträge zur Morphogenese der Rovana-täler	20
A Die Rutschungen im Campotal	20
1. Historische und gegenwärtige Vorgänge	20
a) Geschichtlicher Rückblick	20
b) Erosionsarbeit der Rovana	21
c) Denudation des Franahanges	24
d) Absetzungen	24
e) Rutschen ganzer Komplexe	25
f) Oberflächlicher Schuttnachschub	29
2. Prähistorische Rutschungen	29
a) Zustände und Kräfte, welche die Rutschungen auslösten	29
b) Charakter und Gliederung der prähistorischen Rutschungen	30
c) Das interglaziale Alter der Rutschungen	31
d) Wirkungen der Eisbedeckung	32
e) Vorgänge am Ende der Eiszeit	32
f) Postglaziale Vorgänge	32
3. Abschätzung der Schuttmenge	32
B Der heutige Rovana-lauf und seine jüngere Entwicklung	33
1. Quellgebiet und hinterster Trog	33
2. Abschnitte im Lockermaterial	33

3. Die epigenetische Schlucht bei Secada	34
4. Die Da-l'Ovi-Talsole und der epigenetische Durchbruch hinter Collinasca	35
5. Die zerschnittene Mündungsstufe der Rovana mit den epigenetischen Laufstücken bei Linescio	35
C Die älteren Talanlagen und die Entwicklung des heutigen Entwässerungssystems	36
D Die jüngeren Talböden und ihr Alter	37
1. Der Li-Boden und die Rutschung von Campo	
2. Der Co-Boden und die Epigenese von Linescio	
E Zeittabelle zur Morphogenese	38
III Zusammenstellung der Ergebnisse des morphologischen Teils	38

Hydrologie 39

I Einleitung	39
A Ziel des hydrologischen Teils	39
B Das hydrologische Jahr	39
II Niederschläge	40
A Geräte zur Niederschlagsmessung	40
B Das Netz der Niederschlagsstationen im Rovana-gebiet	40
C Schwierigkeiten und Schäden	41
D Ergebnisse der Niederschlagsmessungen	41
1. Die räumliche Verteilung der Niederschläge	41
a) Abhängigkeit von der Meereshöhe	41
b) Windverhältnisse, die zu Niederschlägen führen	41
c) Lokale Unterschiede der Niederschlagsmengen	42
d) Ozeanität	42
e) Einfluß der Topographie auf die örtlichen Niederschläge	43
2. Die zeitliche Verteilung der Niederschläge	43
a) Ermittlung der mittleren Gebiets-niederschlagshöhe	43
b) Die Jahreswerte	44
c) Der Jahresverlauf der Niederschläge	44
d) Betrachtung einzelner Niederschläge	45
III Abfluß	47
A Meßorte und Einzugsgebiete	47
B Ergebnisse der Abflußmessungen	47
1. Die Jahreswerte	47
2. Der Jahresverlauf der Abflüsse	47
IV Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß	49
A Beziehungen zwischen den Jahres-Niederschlägen und den Jahres-Abflüssen	49
B Beziehung zwischen den Winter-Niederschlägen und den Sommer-Abflüssen	49
C Einfluß einzelner Platz- oder Starkregen auf den Abfluß	50
D Einfluß der Temperatur auf den Abfluß	51
V Zusammenfassung der Ergebnisse des hydrologischen Teils	51
Tabellen	53
Abbildungen	62
Fotografien	74
Fotoserien	76
Literaturverzeichnis	79

DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

I. HORIZONTALE GLIEDERUNG

1. Abgrenzung

Das Untersuchungsgebiet umfaßt die beiden Rovanatäler von Campo Vallemaggia und Bosco-Gurin. Es grenzt im Süden an das Einzugsgebiet des Vergeletto-Isorno, im Westen an jenes der Tosa und im Norden an die Val Calneggia, während im Osten das Haupttal der Maggia den Abschluß bildet.

(Das Gebiet liegt ganz auf Blatt 275 der Neuen Landeskarte, dem die Ortsbezeichnungen der folgenden Darstellungen entnommen worden sind.)

2. Einzugsgebiet der Bäche

Die Rovanatäler gehören zu dem großen asymmetrischen Nebenflußsystem der Maggia, deren Einzugsgebiet zum größten Teil westlich des Hauptflusses liegt (Calneggia, Rovana, Sascola, Soladino, Ribo, Isorno und Melezza).

Die Bosco-Rovana hat Nebenflußcharakter. Nach den zahlreichen Quellbächen aus dem Gebiet der Großalp und der Guriner Furgge nimmt sie nur noch einen größeren Seitenbach auf, den Bach von Gurin, der im Bann entspringt. Mit einer 200-m-Stufe mündet sie bei Colinasca in das Haupttal von Campo.

Im Gegensatz zu ihr besitzt die Campo-Rovana fünf ansehnliche Seitenbäche, von Norden her den Rio della Stufa und den Matignello-Bach, von Süden her die Bäche aus den Alpgeländen von Sfilie, Arnau und Croppia.

Einzugsgebiete:	km ²	km ²	km ²
Bosco-Rovana			30 700
Stufa-Bach	5 300		
Matignello-Bach	3 400		
Nördl. Seitenbäche der Campo-Rovana		8 700	
Sfilie-Bach	10 150		
Arnau-Bach	5 020		
Croppia-Bach	6 500		
Südl. Seitenbäche der Campo-Rovana		21 670	
Restl. Einzugsgebiet der Campo-Rovana		50 010	80 380
Das gesamte Einzugsgebiet bis zur Mündung bei Cevio beträgt			<u>111 080</u>

3. Politische Gliederung

(Zahlen zum Teil nach v. BÜREN, Lit. 4)

Vier Gemeinden gehören ganz zum Untersuchungsgebiet:

	km ²	km ²
Bosco-Gurin	21 400	
Campo VM.	43 450	
Cerentino	18 930	
Linescio	6 890	
Der vordere Talteil und das Mündungsgebiet liegen in der Gemeinde Cevio	2 200	
Ein Gebiet von	500	
am Passo Porcarescio gehört zum Vergeletto		km ²
Das ergibt ein schweizerisches Gebiet von		93 370
Dazu kommt die italienische Alp Cravairola, der hinterste Talteil der Valle di Campo mit ausgedehnten Alpweiden (Gemeinde Crodo, V. Antigorio) mit		17 710
		<u>111 080</u>

II. VERTIKALE GLIEDERUNG

1. Gebirgsumrahmung

Die tief eingeschnittenen Rovanatäler sind auf drei Seiten — im N gegen Bavona- und Calneggiatal, im W gegen Val Antigorio und im S gegen Vergeletto- und Sascola-Tal — durch einen imposanten Gebirgskranz eingeraht.

Nur wenige tiefere Einsenkungen unterbrechen den Rahmen, so Bocchetta d'Alzasca 2035, Passo Pianascio 2181, Passo Porcarescio 1977 und Passo della Forcola 2256 im S, sowie Guriner Furgge 2323 und Hintere Furgge 2423

im W. Viele weitere Übergänge sind nur unbedeutende Weglein und benützen hochliegende kleine Gratlücken. Besonders die Nordkette ist eine durchgehende schroffe Felsmauer, die sich vom Wandfluhhorn 2855.7 hinzieht bis zum Madone di Camedo 2445.9.

Der Westgrat zwischen Wandfluhhorn und P. Lago Gelato ist ein Teil der Wasserscheide zwischen Tosa und Maggia. Von ihr zweigen der Nord- und der Südkamm ab, die ihrerseits Wasserscheiden zwischen den Maggia-nebenflußgebieten Calneggia, Rovana und Isorno darstellen.

Die Gipfel der ganzen Umrandung bilden eine recht ausgeglichene Flur, welche von NW nach SE geneigt ist. In ihrer Lage kommen gleichzeitig die S-Abdachung der Alpen und das axiale Gefälle der penninischen Decken gegen die Maggiadepression hin zum Ausdruck. Bedeutend stärker abgetragen und gegliedert ist der Bombogno-Grat, der das Boscotal vom Tale von Campo scheidet. Diese Zwischenkette lieferte einst das Material für die ungeheuren Schuttanhäufungen des Campotales. Immerhin erreicht sein höchster Punkt, P. Bombogno, noch 2331 m Höhe. Er liegt mitten im Untersuchungsgebiet. Von seinem Gipfel aus genießt man eine vollkommene Rundschau über die beiden Täler. Die tiefe Gratlücke des Quadrellapasses 2136 im W und Passo Pian Croscio 1925 im E verbinden die beiden Täler.

2. Landschaftscharakter der Täler

Gerade die Höhengliederung trägt dazu bei, den zwei Tälern sehr unterschiedliche Züge aufzuprägen. Das Boscotal liegt tief eingeeignet zwischen der Steilwand des Bombognogrates und der kaum gegliederten 1100 Meter hohen Flanke der Nordkette. Diese Lage gibt Bosco-Gurin einerseits einen etwas düsteren, schattigen Charakter, andererseits aber erweckt das Abgeschlossene und Enge im Zusammenspiel mit der Wohnkultur der Walser ein Gefühl des Geborgenseins. Die Siedlungen des Campotales bieten dagegen einen viel offeneren, weiteren und sonnigeren Anblick. Sie liegen gar nicht im eigentlichen Talgrunde, sondern

auf riesigen Hochterrassen, die durch die oben erwähnten Schuttanhäufungen gebildet werden. Dazu kommt noch, daß die südliche Steilwand nicht, wie in Bosco, ununterbrochen durchzieht, sondern von den drei großen Seitentälern aufgeteilt ist. So scheint die Sonne in Campo auch beim tiefsten Sonnenstand noch während 2 Stunden täglich.

Die drei südlichen Seitentäler sind sehr verschieden gestaltet.

Das Sfilletal beginnt am P. Lago Gelato. In mehreren öden, von Trümmern erfüllten Kesseln fällt es in Stufen ab bis in die breitere Sfilie-Sohle. Vom Porcarescio-Paß mündet ein Seitenbach ebenfalls aus drei treppenförmig geordneten Kesseln. Eigenartig ist das Tälchen geformt, in dem der größte See meines Gebietes, der «Lago» liegt. Hier sind die Stufen sogar rückläufig, wie auch die Terrassen zu beiden Seiten des Sees. Der unterste Teil des Sfilletales ist eine enge Klamme.

Das Arnautal ist viel einfacher gestaltet. Aus einem etwas asymmetrischen fast runden Einzugskessel stürzen ein halbes Dutzend Wildbäche von hochgelegenen Weideflächen in ein kurzes Längstächen, das mit einer Stufe ins Haupttal mündet.

Entsprechend gegliedert ist das Croppital. Auffällig ist hier das «Anhängsel» gegen E, Alpe Cangello. Dieses ist ganz gegen E orientiert, sogar der Quellbach bei Corte di Cima fließt auf der rückläufigen Terrasse zuerst in den runden Kessel W Btta d'Alzasca. Dann erst biegt er um und fließt durch einen schmalen Einschnitt und über eine 400-m-Stufe wie die andern Quellbäche gegen Cte. di Cevio hinunter.

III. TEKTONIK UND LITHOLOGIE

1. Einordnung im alpinen Deckengebäude

Das Rovanaagebiet liegt mitten in den Simplon-Tessiner Alpen. Diese sind nach CADISCH «ein gegen Norden geöffnetes Halbfenster tieferer penninischer unter höhern penninischen Decken, ein Ausschnitt aus dem Gewölbescheitel der Alpen». (Lit. 6, S. 359.)

Die Gegend der Rovanaatköpfe liegt nun in einer Zone, über deren tektonische Einordnung die Fachwelt noch heute geteilter Meinung ist. GRÜTTER (Lit. 16) unternahm 1928 eine Untersuchung zur Abklärung dieser Verhältnisse.

Innerhalb des lepontinischen Deckengebäudes liegt unser Gebiet zwischen Tosakulmination und Maggiadepression. Die Decken fallen also axial gegen E ein. Diese Lage — einerseits gegen die Wurzelzone zu einfallend, andererseits axial gegen E eintauchend — ergibt ein allgemeines SW-NE-Streichen (Fallen: S-SE).

Das Haupttal folgt auf großen Strecken ziemlich genau der Streichrichtung. Das hat zur Folge, daß sein Querprofil stark asymmetrisch ist. Die linke Flanke wird gebildet durch die Schichtflächen, während die rechte Talseite aus den steil abgebrochenen Schichtköpfen besteht (Foto 1). Das Boscotal hat nur zwischen Kümme und Bosco diese isoklinale Anlage.

GRÜTTER gliedert die Zone in die folgenden tektonischen Einheiten und beschreibt die Gesteine in 4 Serien:

Tektonische Elemente

III
Monte Leone-Ofenhorndecke
S und SE des Gebietes

Mesozoische Mulden

II
Lebendun-Teilantiklinale
Bosco und Umgebung

Mesozoische Mulden

I
Antigorio-Teildecke
NW des Gebietes

Gesteinsserien

1. Orsaliagneisserie
Campotaltypus

2. Bombognoserie

4. Mesozoische Gesteine

3. Boscoserie

4. Mesozoische Gesteine

2. Bombognoserie
1. Orsaliagneisserie
Wandfluhtypus

Das Eigenartige ist nun, daß die liegenden Antigorigneise I sich innerhalb des Rovanaagebietes mit den hangenden Val di Campo-Gneisen III verschmelzen. Die Bosco-Serie II keilt zwischen ihnen nach E und N samt den mesozoischen Schichten aus.

GRÜTTER glaubt daher, das PREISWERKSCHES Deckenschema sei richtig, welches die Lebendundecke II (Boscoserie) als eingewickelten Teil der durch die Monte Leone-Decke III überfahrenen Bernhard-Decke IV betrachtet.

CADISCH zweifelt jedoch an der Beweiskraft der Beobachtungen GRÜTTERS und möchte die Lebendundecke als selbständige Einheit betrachten, die zwischen den Nachbardecken stark herausgequetscht worden ist (Lit. 6, S. 360).

Für unsere Betrachtungen ist an den beiden Auffassungen hauptsächlich die Tatsache wichtig, welche beide gemeinsam wiedergeben:

Die Boscoserie und ihre Umgebung, die Bombognoserie, samt dazwischenliegendem Mesozoikum, liegen an einer tektonisch sehr intensiv beanspruchten Stelle. Ihre innere Zerrüttung und starke Auflockerung wirkt sich besonders in der Bombognogegend morphologisch aus.

2. Gesteine (nach GRÜTTER, Lit. 16)

Die Orsaliagneise sind mehrere tausend Meter mächtige Orthogneise. «Mittelkörnige, flasrige, helle und dunkle Biotitalkalifeldspatgneise (Wandfluhhorn, Strahlbann) gehen über in «klein- bis feinkörnige, oft lagige Biotitolklasgneise» (Matero und Campotal). In der Zone von Collinasca über Camanoglio nach Cte Antico finden sich Paragneise der Orsaliaserie.

Die Bombognoserie zeigt «ausgeprägte Trümmerstrukturen und unfrisches Aussehen». Sie besteht aus feinkörnigen, gebänderten Lagengneisen, die wohl meist unter mechanischer Durcharbeitung aus Orsaliagneisen entstanden sein dürften. Sie unterscheiden sich hauptsächlich in Struktur und Textur von diesen. Die Grenzen zwischen beiden Serien sind weder im Habitus noch im Mineralbestand scharf.

Die Boscoserie ist eine kompliziert zusammengesetzte Gruppe von Gneisen, Glimmerschiefern und Hornblendegesteinen in Begleitung von mesozoischen Schiefern.

Die mesozoischen Serien

Triasgesteine finden sich meist nur als flachgequetschte linsenförmige Reste in den prätriassischen Gesteinen eingelagert. Nur der Rovana entlang hinter Collinasca ist eine größere Quarzit- und Rauhwackenmasse aufgeschlossen, welcher sich bei Collinasca eine große Dolomitlinse anschließt. Der Lauf der Rovana ist hier durch diese Verhältnisse mitbestimmt worden.

Kalkig-sandige Bündner Schiefer umschließen im W und N die Boscoserie, trennen die Boscoserie in mehrere große Lappen und zerschuppen mit schmalen Bändern die Bombognoserie und die Randzonen der Orsaliagneisserie.

Tonig-sandige, granatführende Bündler Schiefer sind in die kalkig-sandigen eingelagert oder grenzen diese von der Boscoserie ab. Am Bombogno bilden sie die Trennungsschicht zwischen Bosco- und Bombognoserie.

3. Zerklüftung, Brüche und Verwerfungen

Das ganze Gebiet ist stark durchklüftet und von morphologisch ausgeprägten Brüchen und Verwerfungen durchzogen. In den Orsaliagneisen ist besonders ein Kluftsystem ausgeprägt mit folgenden Mittelwerten: Streichen N 25° W und Fallen steil nach W, und schwächer ein fast rechtwinklig dazu stehendes mit Streichen N 75° E und steilem N-Fallen. Dies ergibt zusammen mit der Bankung der Gneise ein quaderförmiges Ablösen an kahlen Felsflächen.

Im Talausgang, in den tiefern Teilen der Rovanakerbe, sind die Brüche in den Orsaliagneisen morphologisch besonders wirksam. Sie bestimmen hier vielfach die Richtung des Rovanalauftes und vieler Seitenbäche.

Außer im Talausgang finden wir auch im Bombognogebiet eine Häufung von tektonischen Störungslinien. Diese führten zur weitgehenden Zerstörung des einstigen Grates. Der heutige Grat ist auf große Strecken vollständig in Schutt aufgelöst.

GRÜTTER (Lit. 16) erwähnt Verwerfungen, welche «durch Mylonitzonen, Ruscheln und Rutschharnische angedeutet werden». Im Bombognogebiet beschreibt er besonders eine große Vertikalverschiebung von 100 m Sprunghöhe, welche von Schwarzenbrunnen den Bombognograt schneidet und das Rutschgebiet von Campo im E begrenzt, ferner eine 2-m-Verwerfung W der Ausbruchsnische des Bergsturzes von Bosco, als Beispiele für zahlreiche weitere Verwerfungen im Bombognogebiet. Aufgeschlossene Mylonite fand ich an der Straße in den Gräben vor und nach Linescio, bei der Brücke von Collinasca, bei Da l'Ovi, im Graben N Niva, am W-Rand von Piano delle Rose und Piano dei Pini.

Viele Störungslinien sind nicht als Mylonit- oder Ruschelzonen aufgeschlossen, sondern nur morphologisch ausgeprägt. Ihren tektonischen Ursprung verraten sie durch ihr erosionsfremdes Verhalten. Beispiele dafür sind einige Wildbachrutschen, welche nicht dem «natürlichen» Hangfallen, sondern eben einer tektonisch vorgezeichneten Linie folgen: Matignellobäche, mehrere Teilstücke in Arnau- und im Croppiakessel. Besonders markant sind der Fracciabach W Linescio, die Rutschen bei Linescio, der Campeibach bei Rovana, parallel zu ihm der Bach von Alpe Camedo und ein Stück eines Baches bei Cevio Ospedale (Chintiverwerfung, welche REIST beschreibt). Auch der Unterlauf des Sascolabaches folgt bis zum Schuttkegel bei Boschetto tektonischen Linien. In den Gesteinen der Boscoserie, welche vorwiegend schiefrigen Charakter aufweisen, ist die Zerklüftung unbedeutend. Diese Gesteine sind wohl plastischer und haben mit ihren feinplattigen Strukturen den tektonischen Spannungen nachgeben können, ohne zu zerreißen.

Eine Sonderstellung nehmen einige Verwerfungen der Streichrichtung N 75° E ein. Die Kerbe Hintere Furgge — Bocchetta Orsalia erscheint als junge Verwerfung, welche nur in der W-Hälfte glazial überformt ist.

Sie unterbricht auffällig die gleichmäßige Neigung der PE-Terrassen am Strahlbann und am Piz Orsalia (Foto 4). Hier sieht man deutlich, daß die S-Flanke gehoben worden ist. An andern Stellen ist sie als mächtige Felspartie ausgebildet, in die Halden aus frischen Gesteinstrümmern fließen (Abb. 3).

Ebenso zieht sich eine sehr frische Störungszone durch die Bombognokette. S des Sasso Rosso liegt eine schmale Terrasse, welcher das Weglein von Alpe Quadrella nach Piano dei Pini folgt. Diese wurde von HEIM (Lit. 22) als oberste Sackungsform betrachtet. Tatsächlich ist sie stark in Trümmer aufgelöst. LEHMANN (Lit. 31) bestreitet diese Ansicht und führt die Terrasse auf eine Flexur zurück. Ich betrachte die schmale Terrasse als eine Form, welche analog der oben beschriebenen Kerbe Hintere Furgge — Hireli — Bocchetta Orsalia auf eine junge Verwerfung zurückgeht, bei der die S-Flanke höher steht. Eine Zone von 10 m Breite ist aufgerissen und in Blöcke aufgelöst. Diese Verwerfung läßt sich nach E verfolgen bis in die Gegend des Pian-Croscio-Passes: Bei Piano

dei Pini bildet sie die hinterste Anrißzone des Rutschgebietes, die südliche Flanke ist hier abgerutscht (Foto 5). Als schutterfüllte Einsattelung überquert die Verwerfung den Grat zwischen Bombogno und Großhorn. Deutlich tritt sie dann in der Gegend von Pian Crosio in Erscheinung, wo der nach NE laufende Seitengrat durch ein Büschel mächtiger, offener Spalten zerrüttet wird.

Mit dieser Verwerfung hängen eine ganze Reihe von großen Katastrophen direkt zusammen. So bildet sie den S Abrißrand des interglazialen Bergsturzes von Bosco und des Felssturzes von Überab. Sie ist schuld an den mächtigen Sackungen im Gebiet der Alp Bobna N des Bombognos. Auch die Ablösung des ganzen E-Gipfels geht wohl zum Teil auf ihr Konto (Foto 7). Das größte und die Talgeschichte am meisten beeinflussende Ereignis ist jedoch die Felsrutschung von Campo, als deren Auslöser ich diese Quadrella-Pian-Crosio-Verwerfung betrachte.

Diese beiden großen, auf weite Strecken deutlich ausgeprägten Verwerfungen müssen also viel jünger sein als alle übrigen. Sie müssen im Quartär, besonders im Riß-Würm-Interglazial, beträchtliche Verschiebungen erfahren haben (Abb. 3).

Bei der Entstehung der epigenetischen Laufstücke von Linescio spielten junge Verwerfungen ebenfalls eine große Rolle.

Zusammenfassend wollen wir feststellen:

Von Klüften durchzogen sind vor allem die Gneise der Orsaliaserie. Die Dichte der morphologisch ausgeprägten tektonischen Störungslinien nimmt zu, einerseits gegen die Kontakte mit der Boscoserie (also in der Bombognoserie), andererseits mit zunehmender morphologischer Tiefe. Wenig zerklüftet ist die Boscoserie. Quartäre Störungen beeinflussen die Formbildung direkt durch Auslösung von Rutschungen, Sackungen und Bergstürzen.

MORPHOLOGIE

Ein erster Teil dieses Abschnittes wird sich mit der Beschreibung des mannigfaltigen heutigen Formenschatzes befassen. Um eine Übersicht zu gewinnen, ordne ich die Einzelformen nach den Kräften, die sie geschaffen haben. Dieser erste Teil trägt der Sache gemäß aufzählenden Charakter. Die Beschreibungen stützen sich vor allem auf Beobachtungen im Felde. Hilfsmittel sind Blatt 551 Val d'Antigorio E der Neuen Landeskarte 1:50 000, Vergrößerungen auf 1:25 000 seiner N-Hälfte und auf 1:10 000 der Gegend von Campo, die Aufnahme 1:10 000 und Luftaufnahmen der Eidg. Landes-

topographie. Ferner leisteten zahlreiche eigene Fotografien sehr gute Dienste.

Im zweiten Teil will ich versuchen, das Zusammenspiel der landschaftsformenden Kräfte und die zeitliche Folge der verschiedenen Vorgänge abzuklären. Diese Arbeit soll einen Beitrag zur Morphogenese der Rovinatäler liefern.

In beiden morphologischen Teilen nimmt das Schuttrutschungsgebiet von Campo besonders viel Raum ein. Es gibt dem Tal sein charakteristisches Gepräge und ist deshalb besonders ausführlich dargestellt worden.

I. BESCHREIBUNG DER EINZELFORMEN

(vergleiche auch Abb. 3)

A. Fluviale Formen

1. Terrassen

Wie in allen Alpentälern, fallen in unserem Gebiet die Talhänge nicht gleichmäßig vom Grat bis zum Fluß ab. Sie sind vielfach treppenförmig abgestuft oder weisen doch mehr oder weniger deutliche Gehängeknice auf. Viele dieser Verflachungen sind längst als Reste früherer Talböden oder Talhänge erkannt worden, welche durch die Erosion zum Teil zerstört worden sind. Im heutigen Relief bilden sie schmale Hangleisten, flache und getreppte Gräte, amphitheaterförmige Terrassen im Talkopf und Taltreppen.

Bei einiger Übersicht stellen alle Beobachter fest, daß sich die Terrassenreste in mehrere Systeme einordnen lassen.

So hat LAUTENSACH im Gebiet des Sopraceneri drei Systeme unterschieden: Pettanetto-, Bedretto- und Sobriosystem. GYGAX bestätigt die drei Systeme für das Verzascatal.

ANNAHEIM findet 1946 im Sottoceneri wieder drei Hauptsysteme, die er mit den oben erwähnten parallelisiert (Pettanetto, Bedretto, Pura). Er unterscheidet dann aber noch eine Anzahl Zwischensysteme, die sich zum Teil nur lokal nachweisen lassen.

In unserem Gebiet stößt eine Einordnung der Verflachungen auf große Schwierigkeiten, da das ganze Haupttal von der Schweizer Grenze bis nach Collinasca außer Betracht fällt. In diesem Talabschnitt weist die sehr steile rechte Flanke keine eigentlichen Verflachungen auf, die kleinen Gesimse sind meist durch Herausbrechen der Schichtköpfe entstanden. Die linke Talseite, welche scheinbar prächtige Hochterrassen zeigt, kann

wieder nicht herangezogen werden, da das ganze Gebiet durch ausgedehnte Sackungen und Rutschungen verstellt und verformt ist (Foto 1).

Eindeutig feststellbare Terrassen liegen jedoch in allen Seitentälern und im Talkopf des Rovanatals selber. Besonders im Boscotal, aber auch in den südlichen Seitentälern und im Campotal-Hintergrunde gehören sie wiederum zu drei Systemen, die wohl mit Pettanetto-, Bedretto- und Purasystem identisch sind. Innerhalb des tiefern Talausschnittes stelle ich noch zwei Vorgänger des heutigen Längsprofils fest, die ich nach zwei Ortschaften Linescio- und Collinascaboden nenne. (Abkürzungen im folgenden: PE, BE, PU, LI, CO).

Ich verzichte hier auf die Beschreibung der einzelnen Reste und verweise auf die morphologische Karte.

Pettanettoterrassen

An den Fuß der obersten steilen Gipfel- und Gratpartien schließen sich in der ganzen Gratumrandung unseres Gebietes weniger steile Hangflächen an. Es sind öde, von Geröll überschüttete, mit Rundbuckeln durchsetzte, oft rückvertiefte magere Weide- oder kahle Felsflächen.

Bedrettoterrassen

In einem senkrechten Abstand von 250 bis 300 m unter den Verflachungen des PE-Systems liegen die Bedretto-terrassen. Sie stellen den letzten Teil der Talflanke oberhalb der eigentlichen Trogform dar. Im Talende bilden sie im Idealfalle halbkreisförmige Trogplatten, die sich als Trogschultern talauswärts beidseitig fortsetzen.

Im Rovanagebiet sind die BE-Terrassen meist nur undeutlich, mit einer Hangversteilerung von den höher gelegenen PE-Terrassen abgesetzt. Die Trogplatte wie auch die Trogschultern sind einseitig, dank der isoklinalen Anlage des Tales auf die Nordseite beschränkt.

Puraformen

Dieses System liegt 250 bis 350 m tiefer als die BE-Trogschultern.

PU-Vollformen sind der Talboden hinter Bosco-Gurin, der schöne Trog in WE-Richtung zuhinterst im Campotal und ein kurzes steileres Talende hinter A. Piementivo im Val Sfilie.

(Der Boscoboden wird auch von ANNAHEIM [Lit. 1] als PU-Vollform betrachtet.)

Die PU-Leisten sind im allgemeinen schmaler und lückenhafter erhalten als die BE- und PE-Formen, da sie schon im steileren Hangbezirk liegen und so den Angriffen der Erosion mehr ausgesetzt worden sind.

Immerhin lassen sie sich, besonders im Boscotale, noch gut verfolgen.

Beim Zusammenfluß der Rovana von Bosco und von Campo gestaltet sich die Zuordnung der Terrassen schwierig, da hier im PU-System offensichtlich eine Mündungsstufe bestanden hat. (150 m, s. Längsprofil der Mündungsstelle, Abb. 5).

In einer Höhe von 1200 m streichen die PU-Terrassen gegen das Maggital aus.

Linesciosystem

Zu diesem gehören die heutigen Talböden aller Teilstücke hinter Cerentino und Niva. Der LI-Boden des Haupttales ist weitgehend verschüttet, im Motto del Ter-

mine durch Schotter und von Cimalmotto bis Niva durch die Schuttmassen des Bombognohanges (Profile 3 — 9). In diesen Profilen ist der vermutliche Verlauf der Felsensohle eingezeichnet. Von Süden münden mit Stufen die Seitentäler von Sfilie (250 m), Arnau (200 m) und Croppia (160 m) (Abb. 5).

Der LI-Boden des Boscotales beginnt bei Überab und ist bis Corino voll erhalten, wenn auch durch Schutthalde stark verschmälert. Von hier aus ziehen sich zwei schmale Leisten beidseitig der Mündungsschlucht gegen Collinasca. Es zeigt sich hier im LI eine Stufe von 200 m. Im untersten Talstück (Collinasca-Cevio) finden wir das LI-Niveau links bei Canvera und Linescio. Am rechten Hang sind nur kleine Leisten erhalten, am deutlichsten bei Faidi.

Collinascasystem

Beim Durchwandern des Talstückes von Collinasca nach Linescio fällt der flache Trogboden unterhalb der Straße auf. Dieser läuft nun aber nicht auf die Terrasse von Linescio hinaus, sondern auf die tiefern Verflachungen direkt am Oberrand der Mündungsschlucht.

Der Felskopf östlich von Linescio, um welchen die Rovana winklig herumbiegt, gehört in dieses Niveau.

Gletscherüberschliffene Felsbastionen auf 1450 m in der Mündungsschlucht des Sfillebachs dürften ebenfalls in dieses System einzuordnen sein, während in der stark verrutschten Mündungsschlucht der Boscorovana keine Spuren dieser untersten breiten Sohle zu finden sind.

2. Schluchten

Die beiden markantesten Talstufen, die Mündungsstufe der Rovana zur Maggia und diejenige der Boscorovana bei Collinasca, sind von den Flüssen stark zerschnitten worden. V-förmig ist die Schlucht des Boscobaches, in dem das Wasser mit einem Gefälle von 20 Prozent gegen Collinasca hinunterrauscht. Die Cerentinoseite besteht aus Lockerschutt, der nachrutscht und einstürzt.

Eine Klamm von eindrucklichen Ausmaßen stellt die Mündungsschlucht der Rovana zwischen Collinasca und Cevio dar.

An zwei weiteren Stellen hat sich die Rovana in Felsen eingeschnitten, ohne daß jedoch hier primär eine Talstufe vorhanden gewesen wäre. Direkt hinter Collinasca durchfließt sie eine nur 100 m lange und 10 bis 15 m tiefe Klamm und zwischen Secada und Niva eine 2 km lange und durchschnittlich 10 bis 15 m tiefe Schlucht in anstehenden Felsmassen.

Eine Schlucht ganz anderer Art ist der Einschnitt im stark zerrütteten Material der Felsrutschung von Cimalmotto und Campo.

3. Schotter

Schotter sind überall dort vorhanden, wo der Lauf eines schuttführenden Gewässers gebremst oder gestaut worden ist. Die größten Schotterflächen sind die Gebiete bei Motto del Termine und der PU-Boden von Bosco. Motto del Termine wird gestaut durch die Cimalmotto- und Campomasse sowie kleinere Bergstürze in der Gegend von Fumina und des Matignellobachs.

Innerhalb des Bergsturzgebietes von Campo finden sich mehrere kleine Schotterflächen hinter Stauwülsten und Schuttwällen. Die LI-Böden von Sfile, Fumina (Arnau) und Croppia sind leicht aufgeschottert. Im Sfilebecken liegen seitlich 5 m hohe Schotterterrassen, an deren Fuß mächtige Quellen austreten.

Beim Boscoboden übt der Guriner Bergsturzhügel die Stauwirkung aus. Da die Boscorovana sich immer tiefer einschneidet, sind in zwei Niveaux Schotterterrassen entstanden. Bei der Beseitigung des stauenden Hindernisses räumt der Bach also seine eigenen Schotter wieder aus und läßt nur randliche Terrassen stehen. Auch hinter Collinasca, in der Gegend von Da l'Ovi, liegen links und rechts 25 m hohe Schotterterrassen. Stauend wirkt hier die Sackung von Cerentino.

Hochwasserstauschotter konnte ich im Sommer 1951 beobachten. Beim großen Augsthochwasser wurde der Eintritt in die Felsenschlucht von Secada für die Wassermassen zu eng. Sie wurden für kurze Zeit gestaut und lagerten mächtige Schotter ab. Das abfließende Wasser zerschnitt sie jedoch sofort wieder und ließ an den beiden Ufern zum Teil «mehrphasige», sehr steil abfallende Terrassen zurück, 4 bis 7 m, beim Schluchteingang 15 m hoch.

Eine Ablagerung besonderer Art finden wir am Oberlande des Franaabsturzes an zwei Stellen: rechts der Riale-San-Giovanni-Mündung und in dem flachen Talboden am E-Rand der Pianellfläche. An der ersten Stelle ist durch die Frana das Material schön aufgeschlossen: Es sind sehr feine Kies- und Sandablagerungen, in Wechsellagerung mit fast lehmigem Material. Die saubere Schichtung zeigt, daß es sich um Seeablagerung handelt. Die Schichten sind durch die Sackung etwas einwärts gekippt. Durch zwei sich einschneidende Bäche ist das Seedepot in zwei Teile zerschnitten und rückenförmig herauspräpariert worden (Abb. 2, Foto 8).

4. Bachschuttkegel

Der größte Bachschuttkegel ist der Schwemmfächer der Rovana bei Cevio. Vom Schluchtausgang bei Cevio-Rovana breitet er sich sanft abfallend quer durch die Maggialtalsohle aus. Er drängt die Maggia ganz an das östliche Steilufer hinüber. Die Rovana selbst fließt seinem äußersten Rand rechts entlang und mündet mit einer Verschleppung von 700 m bei Boschetto, wo sie ihrerseits durch den steileren Schwemmkegel des Sascolabaches gegen die Maggia hingedrängt wird. Das Gebiet des Schwemmfächers ist durch Eindämmen der Rovana und des Campeibaches einigermaßen überschwemmungssicher. Es bildet die fruchtbare Anbaufläche der Bewohner von Cevio.

Die meisten Schuttkegel in den beiden Tälern sind durch Steinschlag entstanden. Nur wenige tragen Spuren von Bacharbeit.

Ein kleiner, sehr gefällstarker Bach stürzt aus der trümmerreichen Ruschel- und Kluftzone W der Btte. Cima Larghe zum Rio Colobiasca herunter. In einem 500 m breiten, wüsten Schutthaufen lagert er seine Fracht vorläufig ab. Er drängt die Rovana ganz an den linken Talhang. Der kleine Wildbach zerfrißt nun in wechselnden Läufen seinen eigenen Schuttkegel und verfrachtet das Geröll in die Rovana, die es im Motto del Termine deponiert.

Die folgenden Beispiele von Bachschuttkegeln sind nicht mehr aktiv. Sie sind durch besondere Verhältnisse mehr oder weniger stationär geworden. Ein mächtiger, 300 m langer und ebenso breiter, sehr regelmäßig geformter Kegel breitet sich am Fuße einer tektonisch zerrütteten steilen Zone gegenüber Niva aus. Die Rovana hat sich nun zuerst in den Schuttkegel und nachher noch in das Anstehende 5 m tief eingeschnitten. Der kleine Seitenbach selber, der von Alpe Orsalia herunterkommt, fließt heute am linken Rande des Kegels in einer tiefen Kerbe, die größtenteils bereits im Felsen verläuft. So wird der Schuttkegel nur noch durch Steinschlag genährt, während fächerförmige Furchen auf seiner Oberfläche einstige Wasserarbeit verraten.

Ähnliche inaktive Bachschuttkegel liegen bei den Einmündungen der größeren südlichen Seitenbäche von Arnau, Croppia und Orsalietta. Bei den beiden ersten liegen die ziemlich steilen Massen der Kegel, von Bergsturzschutt übersät, auf Felsgrund, in den sich die Rovana und die beiden Bäche 10 bis 15 m tief eingefressen haben.

Auch der Orsalieta Bach mündet in einem Felsentobel in den Fluß. 50 m weiter östlich steht ein Erosionsrest seines einstigen Schuttkegels, ein gleichmäßig geneigter dreieckiger Rasenhügel.

Ein mächtiger Schuttkegelrest bildet die beiden untersten Terrassen von Secada SW Piano. Aus der Waldschlucht östlich von Campo, einer zerrütteten Rutsch- und Scheerungszone, ist er von einem kleinen Gewässer auf die Felsensohle des früheren Taltroges herausgetragen worden; sicher gingen gelegentlich ganze Murgänge auf den Kegel nieder. Dieser Kegel hat seinerseits dazu beigetragen, die Rovana nach S aus ihrem alten Bette zu verdrängen.

B. Glaziale Formen

Die heutige Oberfläche ist durch die eiszeitlichen Gletscher stark mitgeprägt worden. Das voreiszeitliche Relief wurde glazial umgeformt: V-förmige Flußtäler wurden zu Trögen geweitet und vertieft, Stufen vergrößert, Terrassen überschliffen, zum Teil zerstört, Kare erhielten ihre heutige Form, Lockerschutt wurde ausgeräumt. Andererseits lagerten die Gletscher Schutt in Moränenwällen oder in ganzen «Moränenschleiern» ab.

1. Trogformen

GYGAX (Lit. 19) hat in der Valle Verzasca festgestellt, daß der Taltrog um so deutlicher in Erscheinung tritt, je weiter talaufwärts das Querprofil beobachtet wird. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse auch in den Rovana-Tälern. Während im Talstück Cerentino—Cevio ein weites V-Profil vorwiegt und glaziale Verflachungen nur in den höchsten Hangpartien und in der schmalen CO-Trogsohle vorliegen, finden wir gegen den Talhintergrund zu mächtige trogförmige Ausweitungen.

So stellen die beiden PU-Talenden hinter Bosco und im Colobiascatal prächtige Tröge dar. Von den BE-Trogplatten stürzen die Quellbäche in viel zu steilen Strecken in diese Tröge herab.

Ähnlich sind die südlichen Seitentäler trogförmig ausgeweitet. Die Kessel hinter Alpe Piemontive (Val Sfile),

Alpe Arnau und Corte di Cevio sind die Böden solcher PU-Tröge. Sie sind allerdings so kurz, daß sie eher die Form von mächtigen Karen als von eigentlichen Trogtälern zeigen.

Auch in diesen «Kurztrögen» stürzen die Seitenbäche über mächtige Steilhänge zum Trogboden nieder. (Prächtige trogförmige Hängetäler des PU-Systems sind übrigens auch die beiden folgenden Seitentäler der Maggia, Alpe Sascola und A. Alzasca. Bei beiden ist der PU-Mitteltrog in gut erhaltene BE-Trogplatten eingesenkt.)

Im BE-Niveau eingesenkte Trogformen, die fluvial entweder in einer Zwischenphase zwischen BE und PU oder interglazial vorbereitet wurden, sind das eigenartige kleine Hängetal der Kümme hinter Schwarzenbrunnen und der von Schutt völlig verschüttete Kessel S von A. Gelato im Val Sfilte. Ich habe diese beiden Formen ins BE-System mit eingeschlossen, trotzdem sie rund 100 Meter tiefer als die anschließenden BE-Terrassen liegen. Es scheint mir kaum möglich, eindeutig nachzuweisen, ob hier Spuren eines weiteren Eintiefungssystems vorliegen oder ob es sich um einmalige lokale Bildungen handelt. Möglicherweise spielt hier die Tektonik eine gewisse Rolle. Die beiden Tröge laufen ziemlich genau WE, was der Richtung der quartären Verwerfungen entspricht.

Für die Gestaltung der Landschaft sind nun, vor allem im Campotal, die tiefer gelegenen Trogformen besonders wichtig. Der LI-Talboden des Boscotales ist glazial zu einem nicht sehr weiten Trog umgeformt worden, dessen Steilheit wiederum durch Schutthalten stark vermindert wird.

Im Tale von Campo dagegen muß die Ausweitung und Trogbildung durch die eiszeitlichen Gletscher beträchtliche Ausmaße angenommen haben. Gerade in der Gegend des heutigen «altipiano» von Campo, bei der Konfluenz des Sfilte- mit dem Rovana-Gletscher hinterließen die zurückweichenden Eismassen ein weites Becken. Der Sfilte-Gletscher drängte den Hauptgletscher nach N, so daß die nach SE fallenden Gneisschichten des Bombognohanges unterschritten wurden. Dabei wird die Zerrüttung der Gesteine in dieser Zone die Ausräumung erleichtert haben. Ähnlich entstanden Trogausweitungen bei Niva durch die Einmündung von Arnau- und Croppiagletscher und bei Cerentino, wo sich die beiden Rovana-Gletscher vereinigten.

2. Stufen im Längsprofil der Bäche

Die Entstehung mancher Talstufen und Stufenmündungen hängt eng mit der Trogbildung zusammen.

Schon erwähnt wurden die Steilen, welche die Quellbäche zwischen BE-Fläche und PU-Boden in raschem Lauf gelegentlich mit kleinen Wasserfällen durchlaufen. Bei dieser Stufe handelt es sich also um den Talkopf des PU-Systems, der aber durch Gletschererosion versteilt und vertieft worden ist.

Entsprechend zu erklären sind die Stufen von Bosco nach Überab und diejenigen des Colobiasca zur Ebene von Motto del Termine als Talende der LI-Folge. Allerdings wurde die 200-m-Stufe bei Bosco durch den Bergsturz von Bosco vergrößert, während die Colobiascastufe durch Aufschüttung der Schotter von Motto del Termine an Höhe verlor. Trotzdem weist auch sie noch einen Betrag von nahezu 200 m auf.

(Auf andere Weise entstand die Steilstrecke zwischen Cimalmotto und Secada. Diese überaus aktive Erosionsstufe bildete sich, als die Rovana sich rückwärts in die Schuttmassen der Felsrutschung im Becken von Campo einzuschneiden begann.)

Auf glaziale Übertiefung des Haupttales sind die Stufenmündungen der Seitenbäche zurückzuführen. Der Haupttalgletscher hatte die größere Erosionskraft als der kleine Seitengletscher. So wurde das Haupttal tiefer gelegt. Nach dem Gletscherrückgang fanden die Bäche ein Längsprofil vor, das der Erosionsterminante nicht mehr entsprach. Sie begannen, sich in die Stufen klammförmig einzuschneiden. So mündet die Rovana bei Cevio mit einer Stufe von 250 m, die allerdings schon bis Collinasca zerschnitten ist. Die Boscorovana ihrerseits mündet bei Collinasca mit einer Stufe von über 200 m in den Hauptbach. Auch diese Stufe ist stark durchschnitten.

Die kurzen Täler des Arnau- und des Croppiabaches besitzen ebenfalls über 100 m hohe Stufen.

Besondere Erwähnung verdient die Mündungsstufe des Sfiltebaches. Der Hängetalboden ist als Bastion Cazana) 200 m direkt am Absturz ins Haupttal erhalten geblieben. Der Bach hat sich links seitwärts eine Schlucht erodiert, nachdem er einige Zeit lang rechts von Cazana mündete. Der alte Lauf ist als Trockentälchen, von Schutt erfüllt, erhalten. Diese Formen sind sicher entstanden durch das Wechselspiel von Gletscher- und Wasserwirkung, vielleicht auch mit Hilfe von subglazialen Schmelzwässern. Wie weit schließlich auch die Tektonik hier im Spiele sei, ist schwer zu entscheiden. In zwei prachtvollen Fontänen tost heute der Bach je 15 m tief in dunkelblaue 5 m tiefe Becken.

3. Überformte Terrassen, Kare, Seen

Wie die V-förmigen Flußkerben in Tröge verwandelt worden sind, so haben auch die Terrassenreste starke glaziale Umformungen erfahren. Die Hochterrassen sind von Rundbuckeln und geschliffenen Felsen bedeckt. Oft sind sie als Kare ausgebildet, welche mit steilen Rückwänden bogenförmig in die Gräte zurückgreifen. Von abfallenden Hochfluren über waagrechte Terrassen bis zu rückwärts geneigten Karböden weist das PE-System alle Übergänge auf.

Fast horizontal, ohne Schwelle, sind folgende Kare: S Piz Croselli, Corona S Sonnehorn, das Kar zwischen Sonnehorn und Sonnenberg, Biela, Sternen und Hireli (Großalp).

Rückvertiefte Kare mit Bergseelein sind Alpe Gelato (Val Sfilte), die Gegend zwischen Passo Porcarescio und Piz Cavegna mit drei Seelein, die Alp mit den zwei Seelein ob Alpez im Arnautal und die Rinne S des Piz Orsalia mit drei Seelein.

Auch im BE-System sind gelegentlich karartige Seebekken eingesenkt, so das kleine Pozzoi-Seelein westlich Sfilte und der größte See der Rovana-Täler, der «Lago» ob Sfilte. Ein Seelein, das bis vor nicht allzu langer Zeit im Cangello-Tal existiert hat, scheint durch eine junge Erosionsrinne ausgelaufen zu sein. Das kahle, fast kreisrunde Steinpflaster seines ehemaligen Grundes hebt sich deutlich von der Umgebung ab.

Alle diese Seebekken sind sicher durch den Gletscher ausgeräumt worden. Doch läßt diese Erklärungsart eine

Lücke: Warum ist die tiefste Stelle gerade hier entstanden und nicht daneben, wo die Gletscherwirkung gleich groß gewesen ist? FELS (Lit. 10) nimmt an, daß zufällige kleine Felsnischen dem Gletscher erst diese Erosion ermöglicht haben. Ich glaube, daß in den meisten Fällen die tektonischen und geologischen Verhältnisse diese Selektion in der Erosion bedingt haben. Ich möchte diese Behauptung mit einigen Beispielen belegen:

In der Rinne Btta. Orsalia—Hintere Furgge liegen außer den drei kleinen Seelein auch der Lago Superiore (Tosatal) und der See östlich der Btta. Orsalia (Calneggia). Dieser «Kännel», der in fast gerader Linie durchzieht, ist auf eine junge Verwerfung zurückzuführen. Der Gletscher hat ihn nur überformt und den Schutt ausgeräumt. Die Seelein liegen nun dort, wo diese WE-Störung von Klüften des NW-SE streichenden Systems gekreuzt wird. So streicht eine Mylonitzone westlich Cresta hinauf und quert das Seelein bei Btta. Orsalia. Der See ob Wolfstafel benützt eine solche Zerrüttungszone als Abfluß. Tief unter den Trümmern hört man das Wasser dumpf rauschen. Die Linie setzt sich nach N fort und erzeugt im Grat gegen Calneggia eine scharfe, tiefe Kerbe, aus der sich ein mächtiger Schuttkegel gegen den See ergießt.

Ähnlich liegen die Dinge beim Lago E Sfilie und bei den Alpezseelein. Der Lago verdankt seine Tiefe nicht nur dem Gletscher, sondern vor allem einer großen Störungslinie, welche dem Val del Boscaccio (Vergeletto) folgt und die Paßlücke des Pianascio bildet. Der Abfluß folgt der Störung ein Stück weit, dann biegt er nach W um und folgt der Falllinie des Hanges, während die Bruchzone als trockene Runse schief am Hang hinzieht. Die Alpezseelein liegen im Einflußbereich der großen 100-m-Verwerfung.

Besonders unverständlich erscheinen dem Beobachter die unvermittelt wie riesige Daumenabdrücke im SE-Hang der Cima di Tramolino eingetieften Nischen von Alpe Gelato und Lago Pozzo. Hier haben wir zwei schöne Beispiele von selektiver Erosion. Während der ganze Hang aus den gesunden und schwer erodierbaren Orsalia-Orthogneisen besteht, treten in den beiden Karen isoliert schiefrige, leicht verwitterbare Glimmerschiefer der Boscoserie auf. Außerdem liegen beide Seelein in deutlich ausgeprägten Störungszonen; das erklärt zur Genüge ihre Lage und Entstehung.

Trotz diesen Einschränkungen wollen wir aber die Gletscherwirkung nicht unterschätzen. Betrachten wir noch einmal die junge Verwerfung S des Strahlbann: Es fällt auf, daß die beiden Seen außerhalb unseres Einzugsgebietes größer sind als die kleinen, die der Rovana Wasser liefern. Der Grund muß in der verschiedenen Exposition liegen. Am N-Hang war der Gletscher mächtiger und wirkte länger als in den S-exponierten Lagen.

Ebenso liegen an den N-Hängen von Strahlbann und Sonnenhorn die Seen von Formazzolo und Kramegg, während an den S-Hängen nur flache Kare vorhanden sind, trotzdem hier sogar eher günstigere tektonisch-geologische Vorbedingungen herrschen. Auch bei morphologisch wirksamen tektonischen Störungszonen muß eben der vorliegende Schutt durch den Gletscher ausgeräumt werden, damit die Beckenbildung tiefer greifen kann.

Ich fasse zusammen: Die Gletscher überformten die Terrassen, prägten Rundbuckellandschaften, verflachten die Böden und versteilten die Rückwände und bildeten so

Karformen aus. Bei der Ausräumung wurden tektonische Störungslinien bevorzugt. Besonders an Kreuzungspunkten mehrerer solcher Zonen entstanden die Seebecken. Auch verschiedene Gesteinsqualität kann selektive Glazialerosion bewirken. In N-Expositionen wirkte das Gletschereis stärker auf die Form der Landschaft.

4. Moränen und überformter Schutt

Es ist recht schwer, in unserem Gebiet Gehänge- und Felsrutschungsschutt von Moräne zu unterscheiden:

Wallformen können auf verschiedene Arten entstehen, besonders in einer derart schuttreichen Gegend wie den Rovanatälern (Sackungen, Absetzungen, Schuttfliessen).

Die Gneise sind schwer zu lokalisieren. Leitgesteine können kaum bestimmt werden. Die anstehenden Gesteine der Nähr- und der Ablagerungszonen der eiszeitlichen Gletscher sind schwer zu unterscheiden.

Deutlich geritzte Gneisblöcke habe ich keine gefunden. Die leicht verwitterte Oberfläche der Gneise hat die Schliffe nicht konserviert.

Die Strömungsbrekzie der Schuttrutschung zeigt vielfach «moränenartige» Packung: Trümmer in feinerem Material eingebettet. Allerdings sind die Blöcke hier immer scharfkantig und benachbarte Trümmer meist von derselben Gneisart.

So bleiben uns als Erkennungszeichen für Moräne nur noch folgende Merkmale:

Blöcke verschiedener Größe und Farbe (Gesteinsart) liegen wirr durcheinander.

Die Blöcke sind rundgeschliffen oder zum mindesten kantenbestoßen.

Die Blöcke sind eingepackt in ungeschichtetes, feines, oft fast lehmiges Material.

Morphologisch ausgeprägte Wälle finden wir nur wenige: Auf der Terrasse zwischen Pzo. del Forno und Btta. Cime Larghe, auf A. Cravairola, im hintersten Sfiliekessel, im Gebiet von Biela und Großalp, in der Guriner Furgge, bei Corino, Cerentino, Linescio (Faidi) und bei Alpe Cangello im Croppiatal. Einige dieser Beispiele sollen hier noch genauer betrachtet werden:

Im Cangellothal liegen auf den glazial stark geprägten, nach E geneigten Terrassenflächen deutliche Schuttwälle. Der Hang des Cattogno, an dessen Fuß sie liegen, hat ausgesprochene N-Exposition. Ich glaube, daß es sich hier um viel jüngere Lawinen- oder Schneehaldenmoränen handelt. Wenn es Moränen eines eiszeitlichen Gletschers wären, müßten auf den ebenfalls überschliffenen südlichen Cangelloterrassen auch solche Wälle zu finden sein. Dies ist nicht der Fall, offenbar sind eiszeitliche Moränen hier längst verschwemmt.

Der Vergleich mit andern Beispielen bestätigt meine Ansicht. Die «Moränenwälle» hinter Sfilie, E Pzo. del Forno und auf Biela sind postglaziale Bildungen. Alle liegen an N-Hängen. Eine Luftaufnahme der Landestopographie vom Sommer 1946 zeigt übrigens diese Bogenwälle deutlich mit Schnee gefüllt. Über die Schneehalden, welche oft den ganzen Sommer liegen bleiben, rutschen Schutt und Blöcke auf die Wälle hinunter. Auch wird bei der Schneeschmelze Solifluktion zur Anhäufung beitragen.

Etwas fragwürdig erscheint auch der erwähnte Moränenwall in der Guriner Furgge. Ein Anriß an seinem unteren Ende zeigt eindeutig Moränenmaterial. Darin, und auch in der breiten Muldenform der Furgge, sehe ich

eine Bestätigung der von LAUTENSACH (Lit. 30) postulierten Transfluenz von Tosaeis ins Campotal. Die Wallform hingegen wird das Ergebnis nachträglicher Solifluktion sein.

So bleiben als eigentlich glaziale Moränenwälle nur die Reste von Cravairola, Großalp, Corino, Cerentino und Faidi, wobei auch hier oft die Unterscheidung von Sackungsformen schwer fällt. LEHMANN (Lit. 31) beschreibt im Gebiet der Camporutschung ein Stirnbecken und Wallmoränen. Ich gehe später darauf näher ein. Hier möchte ich nur vorausschicken, daß es sich meiner Meinung nach nicht um glaziale Schuttformen handeln kann. LEHMANN belegt seine Ansicht mit gerundeten und glattgeschliffenen Blöcken. Dies beweist aber nur, daß die Wälle Moränenmaterial enthalten. Ihre Form dagegen muß anders erklärt werden. Nur auf der Verflachung in 1600 m Höhe N Campo liegt ein kleiner Wall, der möglicherweise auch seiner Form nach als Moräne anzusprechen ist.

Ich bin jedoch überzeugt, daß im ganzen Untersuchungsgebiet ausgedehnte Moränenschleier vorhanden sind. Viele Aufschlüsse, besonders bei den Straßenarbeiten seit 1949, zeigen typische Moränenpackung mit kantenbestoßenen, bunt vermischten Blöcken.

Dünne Überzüge von Moränenschutt liegen auf den Flächen von Motto del Termine (auf den seidl. Schotterterrassen), A. Cravairola, Cte. Nuovo (Cravairola), Matignello, Piano, Niva, Cerentino, Großalp, Rütenen, Alpe Mater, Cte. Antico. Die Terrasse von Corino besteht wohl zur Hauptsache aus Moränenmaterial. Die Boscorovana und die Bäche von Cte. Antico und Cte. die Sopra ließen nur einen dreieckförmigen Kegel stehen. An der Straße von Corino nach Camanoglio und auch S Camanoglio sind Moränen aufgeschlossen.

Im Rutschgebiet von Campo finden wir Moränenüberzüge auf den Flächen von Pianelli, Fontanella, Campo Villaggio, Cte. Nuovo, auf der kleinen Terrasse in 1600 Meter N Sottone, im Sottone, auf der Crête des östlichen Sottone-«Moränen»-Walles und bei der Kirche Campo. Aufschlüsse an der Straße, bei den zahlreichen Kanälen, am Franaabsturz und bei kleinen Rutschen geben auch hier die nötigen Einblicke.

Vom Hinterrand her sind die glatten moränenbedeckten Flächen durch teils überwachsene, teils frische Schutthalden verschüttet, an deren Fuß viele Quellen austreten. Die Moränendecke bildet die wasserundurchlässige Schicht. An einigen Stellen sind Wiesenstücke versumpft, so bei der Straße nach Cimalmotto, bei Secada ob Cimalmotto und bei Cte. Nuovo. Die Quellen sind auf der Spezialkarte des Rutschgebietes eingetragen (Abb. 1). Auch LAUTENSACH (Lit. 30), O. GRÜTTER (Lit. 16) und O. LEHMANN (Lit. 31) stellten Moränenüberzüge auf den Schuttmassen fest.

Schwerer aufzufinden sind Moränenreste im steilen, terrassenarmen Tal von Collinasca an auswärts. Ein dreieckförmiger Wiesenkegel ob Faidi gegenüber Linescio ist ähnlich zu deuten wie die Terrasse von Corino. An seinem untern Ende zeigt ein Anriß die typische Moränenpackung. Auch E Faidi finden sich wallförmige Moränenreste.

Seit 1949 sind am rechten Talhang gegenüber Linescio eine ganze Reihe von Gruben zur Gewinnung von Gneisplatten entstanden. Ihre Ränder zeigen häufig ob den Felsen eine Moränenschicht, die sich deutlich von ge-

wöhnlichem Gehängeschutt unterscheidet. Kantenbestoßene Blöcke aus dieser Schicht liegen an den Grubenrändern herum. Einen ähnlichen Moränenaufschluß hat der Bergsturz von 1949 vor Linescio am linken Hang geschaffen.

Ein Moränenvorkommen bei Linescio hilft uns beim Deuten der epigenetischen Laufstücke der Rovana. Es versperrt das alte Laufstück W der untersten rechtwinkligen Abbiegung des Flusses.

In diesem Zusammenhang möchte ich noch die von GRÜTTER (Lit. 16) beschriebenen Giltsteinblöcke auf dem Dorfhügel von Bosco erwähnen, welche zur Annahme eines interglazialen Alters des Bergsturzes zwingen.

Bei allen diesen Moränen handelt es sich meist um stark verschwemmte Rückzugsmoränen. Eine Ausnahme bildet die zähe lehmige Grundmoräne, welche im Sommer 1951 im Rovanabett beim «Block» (Abb. 2) aufgeschlossen worden ist. Diese blaugrüne Lehmmasse mit gerundeten und glattgeschliffenen Geröllen liegt auf dem Bergsturz des rechten Ufers auf und scheint unter die Rutschung des linken Ufers zu tauchen. Im Sommer 1954 sind auch am Absturz der Frana solche Lehm-massen erschienen, zum Teil eingeklemmt zwischen verschiedenen Schuttschichten.

C. Durch Schwerkraft geschaffene Formen

In unserem Untersuchungsgebiet liegen ungeheure Massen von Schutt und zerrüttetem Felsmaterial. Sie bestimmen vielfach das ganze Landschaftsbild, indem sie das Felsrelief vollständig unter sich begraben. Was LAUTENSACH (Lit. 30) schreibt, gilt also besonders auch für das Rovanagebiet: «Der Kanton Tessin ist des Gebiet der kolossalsten Schuttbildung der Alpen.»

Weitaus der größte Teil dieser Lockermassen ist infolge der Gravitationswirkung an den heutigen Ablagerungsort gebracht worden. Fluviale und glaziale Akkumulationen spielen mengenmäßig eine untergeordnete Rolle.

1. Zerrüttung des Felsgefüges, Sackungen

Die Schuttbildung wird eingeleitet durch das Spielen von Brüchen und Verwerfungen, welche im Abschnitt Tektonik beschrieben worden sind.

Der nördliche, weniger steile Talhang wird auf große Flächen durch Schichtflächen der Gneise gebildet. Hier macht sich eine Art Felszerrung bemerkbar. Die obersten Schichten zerreißen unter ihrem eigenen Zug. Ohne daß es vorerst zu großen Verschiebungen oder Rutschen kommt, lösen sie sich in einzelne Schollen und Blöcke auf, welche langsam auf den untern Schichten zu Tale gleiten. (Foto 7).

Das Gegenstück dieser Felszerrung ist die «Felspressung» oder «-stauchung»: Eine langsam abgleitende Schicht stößt auf ein Hindernis (noch feste Teile derselben Masse, Terrasse) und wird zusammengepreßt, bis sie den Druck nicht mehr aushält und in die Höhe gebogen wird. Es entstehen faltenartige Gebilde aus sehr zerrüttetem Material. Einige der kleinen Verflachungen des Bombognosüdhangs sind solche Felsaufstauchungen, so W von Cte. Bruciato.

Wie sich hier die Felsmassen den Schichtflächen entlang bewegen, so bereitet sich an den steilen Flanken, welche durch die Schichtköpfe gebildet werden, ein Abgleiten oder Absacken entlang von Klüftflächen vor. Überall haben sich Felspakete verschiedener Größe von den Wänden losgelöst. Kleinere Sackungen dieser Art finden wir am linken Rand der Campo-Rutschmasse am SE-Hang des Bombogno, wo der Fels schuppenartig in kleine Stafelbrüche aufgelöst ist. Gelegentlich läßt sich durch Messen der Schichtlagen feststellen, daß die Sackung schon größere Strecken beträgt, so am Bombogno-N-Hang am Wege von Bosco nach Bobna und Pian Crosio.

Auch GRÜTTER (Lit. 16) findet hier ein starkes Abweichen der Streichrichtung von der NE-SW-Richtung. Er führt diese auf eine axiale Biegung zurück. Ich glaube, daß der Grund dieser Verstellung die starke Versackung ist, die z. T. in großen Paketen erfolgte. Der ganze Steilhang zwischen Pian Crosio und Quadrellapaß ist stark zerrüttet. Mächtige Risse von $\frac{1}{2}$ bis 2 m Breite durchziehen namentlich den nach NNE auslaufenden Bombogno-Grat bei Pian Crosio.

Auch die muschelförmige, schutterfüllte Verflachung S ob Bobna, wie auch diese Alp und die Terrasse nach SW sind auf Sackungen zurückzuführen. Ihre starke Zerreißung und die oben erwähnte Verkippung weisen darauf hin. Aus ihrem Westteil ist der Bergsturz von Bosco ausgebrochen.

2. Schuttkegel und Gehängeschutt

Unbewachsene Schutthalden verdecken im ganzen Gebiete den Fuß der steilen Rückwände der Karformen und der obersten Verflachungen. Sie entstehen durch Frostverwitterung der Steilwände. In jede Spalte oder Runse greift die Spitze eines dreieckförmigen Schuttkegels hinauf. Ihrem Wachstum ist eine Grenze gesetzt durch den vordern Rand der Verflachung, auf die sie sich stützen. (So bei den Schutthalden S Alpe Croppia, S Alpe Valle, S Alpe [Arnau], ob den Karwänden rings um Lago Gelato).

An mehreren Stellen wird der Steinschlagschutt aufgefangen und gestaut durch Moränenwälle oder Schneehaldenmoränen (Alpe Cangello, ob P. 2020 auf der S Trogshulter der Valle Cravairola, E Alpe Gelato im Val Sfilie, auch auf Biela am N-Abhang des Sonnenberges). Es ist in diesen Fällen oft schwierig, festzustellen, wie weit es sich um Moräne, und wie weit um Gehängeschutt handelt. Sicher sind auch an vielen Stellen auf diese Weise Moränenwälle vollständig zugeschüttet worden. In dem hochgelegenen hintersten Talteil von Sfilie bedecken die Schutthalden von beiden Seiten her den schmalen Talboden. So entstand ein ödes, kahles Fels- und Trümmertal, in dem auch kein Gewässer sichtbar ist. Der Abfluß des Lago Gelato liegt mehr als einen Kilometer weit unter dem Schutt versteckt.

Bewachsene Schutthalden verkleiden fast durchwegs den Fuß der steilen südlichen Talflanken. Am N-Hang, der durchwegs flacher ist, erscheinen sie viel weniger zusammenhängend. Reine Steinschlaghalden von gleichmäßiger Höhe und Steilheit wechseln ab mit hoch in Runsen aufsteigenden Schuttkegeln, mit breit ausladenden wilddurchfurchten Bachschuttkegeln und mit grobblockigen Bergsturzhaufen. Diese meist überwachsenen Halden verstecken wieder das eigentliche Felsrelief.

Tröge erscheinen dann fast V-förmig, Gehängeknicke sind aufgefüllt, Terrassen steiler. So verliert zum Beispiel der PU-Trog von Bosco-Gurin durch solche Akkumulationen seine steilen Seiten. Auch die PU-Leisten, die von Bosco am linken Talhang sich hinziehen, sind offensichtlich von Schuttmassen überzogen.

Die tiefste deutliche Verflachung des Gebietes, die CO-Sohle außerhalb Collinasca, ist meistens bis zum Rand der Schlucht durch mächtige Schutthalden verschüttet, welche von Busch- und Hochwald bedeckt sind.

3. Murgang-Runsen

Die trockenen Schutthalden geraten gelegentlich auf recht wilde Weise in Bewegung. Bei den heftigen Südalpen-Regengüssen stürzen aus den Runsen, welche sonst die Kegel mit Steinschlagschutt speisen, plötzlich große Wasserfluten. Sie reißen lockern Schutt mit sich, das Material des Kegels wird mit Wasser durchtränkt. Dadurch verändert sich seine Kohäsion, der maximale Böschungswinkel wird kleiner. Der Schutt beginnt zu fließen.

Am 20. 7. 1955 konnte ich einen solchen Murgang beobachten. Heftige Gewittergüsse hatten alle Bäche und Runsen zu gefährlichen Wildwasser anschwellen lassen. Nach einem anhaltenden Guß zwischen 12 und 13 Uhr donnerten um 13 Uhr 15 einzelne Blöcke vom Steilhang gegenüber der Mulde von Campo in die Rovanaschlucht hinunter. Darauf begann dem Rande eines mächtigen Schuttkegels entlang ein 5 m breiter Schuttstrom zu kriechen. Mit der Zähigkeit von Honig bewegte sich die Masse während einer halben Stunde zu Tal, eine frische, helle Rinne in dem verwitterten, halb überwachsenen Kegel zurücklassend. Schließlich wurde die bewegte Zone immer schmaler, zuletzt floß nur noch ein trübes Bächlein in der neuen Rinne, einige Blöcke donnerten hintennach.

Auffällig ist das Querprofil aller dieser Murgangspuren. In dem flachen Hang des Schuttkegels ist eine V-förmige Kerbe entstanden. Auf beiden Seiten des Grabens aber sind mächtige Schuttdämme aufgeschüttet worden. Das Wildwasser hat sich also selber eingedämmt! Wie ist das zu erklären? In der Mitte des Murgangs ist die Geschwindigkeit so groß, daß Felsblöcke und Steine mit großem Druck weiterbefördert werden. Der Druck wirkt nicht nur in der Fallinie, sondern auch seitwärts. Sobald ein Block aber die Mitte des Stromes verlassen hat, reicht die stoßende Kraft nicht mehr aus, und er bleibt liegen. Ich habe solche Dämme von 3 bis 4 m Höhe gefunden. Natürlich werden die Blöcke nicht rechtwinklig seitlich in die Höhe gehoben, sondern sie verlassen die fließende Masse schräg seitwärts auf einer Linie, die nur weniger steil ist als das allgemeine Fallen.

Solche Kerben finden sich in allen trockenen Schuttkegeln, besonders auffällige Beispiele fand ich gegenüber Campo, dann am Wege zur Alp Sfilie und zwischen Bosco und Bobna, wo sie das Weglein mehrfach zerschnitten.

Übrigens hinterlassen Naßschneerutsche in den Lawinenrunsen ganz ähnliche seitliche Wälle. Es scheint sich hier um eine gesetzmäßige Form von Ablagerungen von kriechenden Lockermassen zu handeln.

Stauschürfböcke

Eine merkwürdige Abtragungswirkung der Gravitation beobachtete ich am S-Abhang des Martschenspitzes. In dem feinblockigen, mit Rasen bewachsenen Schutthang stecken eine ganze Anzahl Blöcke verschiedener Größe. Jeder hat talwärts einen Schuttwall aufgestaut, während hangwärts eine fast unbewachsene Furche, bis 20 m lang, seinen bisherigen Weg bezeichnet.

Es kann sich hier nicht um eine einmalige Bewegung handeln, da die Bewachsung der Spur gegen oben allmählich zunimmt. Der Teil direkt hinter dem Block ist noch ganz frisch aufgerissen. Ich nehme an, daß sich die Blöcke jährlich um kleine Beträge verschieben, daß es sich also um eine Form von Solifluktion handelt. JÄCKLI (Lit. 26) beschreibt übrigens ähnliche Erscheinungen im Rheingebiet. Nach JÄCKLI ist die größte Intensität der Fließbewegung auf drei Maxima verteilt: Vor der Schneeschmelze durch Schneedruck, während der Schneeschmelze wegen der großen Durchtränkung des Schuttes und im Herbst durch Frostwirkung.

4. Bergstürze

Die Bergsturzablagerungen und Blockschuttmassen sind in der morphologischen Karte eingetragen.

Die wichtigsten sind:

1. Der Dorfhügel von Bosco-Gurin. Seine Ausbruchsnische liegt am N-Hang des Bombogno in ungefähr 2000 m Höhe. Alter: Interglazial (Riß-Würm). Giltsteinblöcke liegen als Findlinge auf dem Schutt (GRÜTTER). Ursachen: Zerrüttung der Bombogno-serie, glaziales Unterschneiden und Spielen der Verwerfung Quadrella-Pian Croscio.
2. Der Felssturz bei Überab. Verschiedene Stürze bis in die neueste Zeit. Ursachen wie beim Bosco-Bergsturz.
3. Der Gegenhang der «Frana» von Campo besteht aus mehreren Felssturzkegeln, welche von Cauradiscio stammen. Diese grobblockigen Massen bildeten wohl, wie GIANELLA (Lit. 15) annimmt, vor 1850 einen gewissen Schutz vor der Tiefenerosion der Rovana. Ein neuer Sturz hat jedoch 1867/68 die Rovana direkt an das gefährdete N-Ufer gedrängt.
4. Der Felssturz vom Piz Paina. Postglazial.
5. Der Felssturz von Linescio 1949. Eine Felsmasse von 100 000 m³ begrub in den Steinbrüchen von Ponte Asciutto Maschinen und Baracken. Die Ursachen waren hier Felszerrung und künstliches Unterschneiden der Schichten im Steinbruch.

5. Fels- und Schuttrutschungsmassen.

Blicken wir von der Alp Corte Nuovo im italienischen Val Cravairola talauswärts gegen Cimalmotto, so fällt uns die ausgesprochene Asymmetrie des Tales auf (Foto 1). Wir haben gesehen, daß diese zum Teil auf die isoklinale Anlage des Tales zurückzuführen ist.

Diese Einseitigkeit wird nun noch verstärkt durch die gewaltigen Schutthanhäufungen, welche den Fuß der linken Talseite verdecken und diese noch flacher erscheinen lassen. Fels- und Schuttrutschungen geben dem ganzen Haupttal von Campo bis Cerentino sein Gepräge.

Die prachtvollen Terrassen von Campo und Cimalmotto sind nur die größten in einer Reihe von Verflachungen, zu welcher die Terrassen von Cte. Nuovo (Cravairola), Pianelli, Cimalmotto, Campo, Piano, Crosa, Niva, Pedipodi, Torri und Cerentino gehören.

Diese Akkumulationsformen sollen nun eingehend beschrieben werden, wobei das Hauptgewicht auf der Darstellung der Gegend von Campo liegt.

a) Die Terrassenflächen

Dem Touristen erscheinen die Siedlungsterrassen von Campo und Cimalmotto als ideale, sonnige und fruchtbare Acker- und Weidegebiete. Friedlich liegen die beiden Dörfer auf ihren «altipiani». Die Kirchen wirken als solide stilvolle Bauwerke, die noch mancher Generation als Gotteshäuser dienen werden.

Doch leider trügt der Schein. Aus einer andern Perspektive gesehen, wird die Lage der Dörfer unheimlich und gefährlich. Vom Untergange bedroht, stehen die Siedlungen am Rande eines wüsten, gähnenden Abgrundes. Die Kirchen und fast alle Häuser sind zerrissen und baufällig; auch bemerken wir bei näherer Betrachtung eine starke Gliederung der Terrassenflächen.

Cimalmotto in 1400 m liegt auf einer von W nach E mehrfach treppenartig gestuften Hochfläche. Eine stark ausgeprägte Stufe von 10 bis 20 m zieht sich mitten durch das Dorf und bis hoch ins Hintergehänge hinauf (Foto 2). Diese höhere Terrasse fällt mit einem sehr unstillen, steilen Hang zu der Dorfmulde von Campo 100 m tief ab. Die Mulde ist der am stärksten zerteilte Abschnitt (Foto 3). In mehrere Längsrücken aufgelöst, die auch quer zerschnitten sind, bietet sie ein Bild völliger Auflösung und Zerrüttung.

Etwas kompakter ist der Rücken bei der Kirche von Campo. Während der Muldenteil mehr in N-S-Richtung zerteilt ist, zeigt der höhere Kirchrücken parallel zum Fluß treppenartige Terrassen. Auch ist er von Oberflächengewässern modelliert worden, welche heute zum Teil nicht mehr fließen. Ein gebogenes Tälchen zieht sich vom Ristorante Porta in SE-Richtung durch und endet unter der Kirche am Franaabbruch als ein V-förmiger Einschnitt. Daß es sich hier um fluviale Formen handelt, belegen Erosionsterrassen, welche dem Tälchen folgen.

Westlich von Cimalmotto schließt mit einer Stufe von 20 m ein letzter Teil dieser mächtigen Flachform an, die Weideflächen von Pianelli, ein in viele kleinere Verflachungen aufgelöster «altipiano». Auch dieser Teil ist fluvial modelliert. An seinem E-Rand zieht sich ein 30 m tiefes Tälchen von NW nach SE, auf dessen gegen den Franarand zu 50 m breiter Sohle ein viel zu kleines Wasserlein mäandriert. Der Bach, welcher das Bett geschaffen hat, fließt heute östlich des Abbruches auf der Cimalmottoterrasse drunten. So ist das Sohlentälchen fast ein Trockental. Da es gerade am E-Rand der Pianelliterrasse liegt, ist hier ein scharfer, moränenwallartiger Grat entstanden, der gegen W mittel, gegen E sehr steil gebösch ist.

Westlich der Pianelli laufen die Verebnungen aus. Der SE-Ausläufer des Sonnenberges ist ein Grat aus anstehenden, zum Teil zerrütteten und wenig versackten Felsen. Erst westlich dieses Felsrückens, unter Alpe Matignello, liegen wieder größere Schuttmassen. Auch Matignello selber scheint versackt oder von Sackungs-

massen bedeckt zu sein. Aufschlüsse am Weglein zeigen völlig zerrüttetes Felsgefüge.

Ebenso ist Corte Nuovo (Cravairola) und Alpe Groppo wenigstens oberflächlich versackt. Die Felsen bei den Hütten weisen eine stark verstellte Lage auf gegenüber dem allgemeinen Streichen und Fallen.

Betrachten wir nun noch kurz das Gelände, welches sich im E an die Campoterrasse anschließt:

Wir finden hier vorerst eine offenbar höchst labile Zone. Der verstreut bewaldete Abhang gegen Secada hinunter ist in viele Einzelterrassen aufgelöst, welche zum Teil rückwärts einfallen. LEHMANN bezeichnet diesen Teil als SE-Absitzung. Östlich anschließend folgt ein stark bewaldeter Hang, welcher den Fuß der Terrassen von Lareccio darstellt und mit groben Trümmern übersät ist. Weiter gegen E folgen die kleineren Flächen von Piano, San Carlo und Crosa. Erst Niva steht wieder auf einer mächtig ausladenden glatten Fläche ähnlich der von Campo-Cimalmotto. Außerhalb Niva ist der Bombognohang sehr steil, bis zur Rovana fast im gleichen Winkel einfallend. Trotzdem zeigen Aufschlüsse und kleinere Verflachungen, daß es sich auch hier um vollständig versackte Felsmassen handelt.

Die Terrassen von Torri und die mächtige Schuttmassse von Cerentino laufen bergwärts direkt am Anstehenden aus.

Fassen wir zusammen:

Dem linken Talhang folgt eine Reihe von Sackungsformen. Breit ausladende Terrassen wechseln mit Steilhängen, welche nur von kleinern Verflachungen unterbrochen werden.

Der größte Sackungskomplex im Becken von Campo gliedert sich, von W nach E, in die Pianelli, die Terrasse von Cimalmotto, die Mulde von Campo Villaggio und den Rücken von Campo Chiesa.

b) Der Abhang der Bombognokette hinter den Terrassen

Das Hintergebänge der Terrassen von Pedipodi, Torri und Cerentino (Profile 11 und 12) besteht aus glatten anstehenden Felsen, in denen Erosionsterrassen vorhanden sind.

Die Hänge NE Campo (Lareccio) und NE Niva (Pianlieno) zeigen ein fast gleichmäßiges Einfallen nach SE (Profile 5 und 10). Keine größeren Verflachungen sind oberhalb der genannten Terrassen vorhanden. Doch erst ob 2000 m (Lareccio) resp. 1600 m (Pianlieno) steht massiver Fels an.

Am untern Rande der Felspartien liegen, nur wenig verschoben, mächtige Felsplatten. Die Verflachungen sind keine anstehenden Erosionsterrassen, es sind nur mit Schutt ausgefüllte Lücken zwischen nicht weit abgerutschten Felspaketen. LEHMANN (Lit. 31) hat diese Terrassenform schon geschildert.

Hinter den Terrassen von Piano, San Carlo, Crosa und Niva (Profile 6 bis 9) zieht sich zerrüttetes Felsmaterial bis zum Grat hinauf. Dieser selbst besteht vollständig aus Trümmern. Der ganze E-Gipfel des Bombogno ist ein mächtiger Schutthaufen, der nach S ab-rutscht. In diesem Gratabschnitt greift die Schuttablösung also über die heutige Wasserscheide nach N, das heißt, die Wasserscheide wird erniedrigt und nach N verschoben. Tiefer am Hang liegende Felsschichten vermögen dem Druck nicht mehr standzuhalten und werden zusammengequetscht. So zeigt ein Aufschluß W von

Cte. Bruciato (Profil 8) aufgewölbte Felslagen. Die Gneisbänke sind voneinander gelöst und in Blöcke zerrissen. Die kleine Verflachung ist also durch aufgestaute, gefaltete Felsschichten entstanden. Sie ist sozusagen das Gegenstück zu den Flächen von Lareccio und Pianlieno, welche ja durch Zerreißen der Felsen gebildet worden sind.

Das Gelände hinter den großen Verflachungen von Campo und Cimalmotto ist eine wellig gestufte, stark gegliederte Felsschlipflandschaft, die sich bis hinauf an den Grat zwischen Bombogno und Sonnenberg-südgrat zieht. Dieses außerordentlich komplexe und kleinzügig gestaltete Gebiet umfaßt rund 7 km².

Es ist schon mehrfach beschrieben worden, besonders ausführlich aber 1898 von Albert HEIM (Lit. 22) und 1934 von Otto LEHMANN (Lit. 31).

Nach zahlreichen Durchquerungen in verschiedenen Richtungen habe ich auf der Karte (Abb. 1) die Kleinformen dieser Rutschungslandschaft dargestellt. Als Grundlage diente die von Ing. F. IMPERATORI ausgearbeitete Detailaufnahme 1:10 000 der Eidg. Landestopographie von 1931.

Das Gebiet läßt sich in drei Teile gliedern: Quadrellagebiet, Corte Nuovo und Schuttstrom zwischen Piano dei Pini und Sottone.

Das Quadrellagebiet überhöht die Cimalmottoterrasse in wulstig-buckligen Stauformen bis in eine Höhe von 1750 m. Zahlreiche treppenförmige Sackungen, zum Teil rückvertieft und mit beträchtlichen Zwischenmulden, aufgerissene S-Abhänge mit Schutthalden und -zungen sind die typischen Formen dieser Zone. SE Alpe Quadrella gehen diese Stauformen in eine wildzerissene Felslandschaft über. Ein W-E gerichteter 500 m langer Hügel, welcher mit seinen großen Spalten und Felsenkankeln eine labyrinthartig aufgelöste und unübersichtliche Waldkuppe bildet, schließt hier die Zerstörungszone der Rutschungen nach NW ab. Er sendet Blockschuttströme nach E gegen Corte Nuovo und nach S Richtung A. Quadrella di dentro aus.

Alpe Quadrello di fuori liegt hinter ihm in einer Art Nackentälchen. Der Hang zum Quadrellapaß hinauf ist viel weniger gegliedert. Schutthalden bedecken ihn größtenteils. Besonders vom SW-Abhang des Sasso Rosso ergießen sich mächtige Blockmeere über diesen Hangteil. Im Paßgebiet zeigen die Felsen gletschergerundete Formen bis in die Höhe von 2150 m.

Auffällig ist das Verhalten der Quellbäche auf der Alpe Quadrella. Mehrere Bäche, welche vom Sonnenberggrat und vom Paß herunterfließen, verschwinden in der Gegend der Alp im Schutt. Bei Schneeschmelze oder nach Gewitterregen dringen sie noch weit in den Wald ein. (Dies verraten wild aufgerissene Steinbetten und frische Schotterflächen, welche aber normalerweise trockenliegen.) Doch auch bei größtem Wasserstande vermögen sie das zerrissene Schuttgelände des Waldes nicht weit oberflächlich zu durchfließen. Erst am Oberrande der moränenbedeckten Terrassen treten sie in mehreren kräftigen Quellen wieder aus, die Bäche der Cimalmottoterrasse bildend.

Von Alpe Quadrella zieht sich, scheinbar als Fortsetzung dieser Verflachung, eine schmale Terrasse in 1850 m vor dem Sasso Rosso durch nach NE. Doch während die Alp ein von Schutt erfülltes Rutschungsnackentälchen darstellt, ist die Terrasse durch die im tektonischen Abschnitt beschriebene Verwerfung entstanden. Ihr Abhang

ist an mehreren Stellen aufgerissen und zeigt stark zerrüttetes Gestein, von dem in einigen Rinnen Schutt bis weit in das Vorgelände dringt.

Ihr östlichster Teil, Piano dei Pini, ist zugleich die oberste Verflachung eines 250 bis 400 m breiten Schuttstromes, der sich mit sechs Stufen bis nach Campo hinunter als besondere morphologische Einheit abzeichnet (Foto 6). Seine Verebnungen sind: Piano dei Pini 1800 m (rückvertieft), Piano delle Rose 1720 m, die moränenbedeckten Terrassen in 1600 m (rückvertieft), das Sottonebecken 1460 m (rückvertieft), die Verflachung hinter Campo 1350 m und Campo Villaggio 1300 m. Diese Stufen sind von auffälligen Schutt- und Felsformen begleitet. Die beiden höchsten, P. dei Pini und P. delle Rose brechen in offenen Abstürzen ab (Foto 5). Aus ihren Schutthanrissen ergießen sich Trümmer talwärts, die unterhalb des Piano delle Rose einen anderthalb km langen Blockstrom nähren. Diese zweite Verflachung wird gegen W von einer dunklen und geschrämmten Wand begrenzt. Die glänzend-glatte Oberfläche dieser Wand ist ein richtiger Rutschharnisch. Die Wand läuft parallel zu der 100-m-Verwerfung, welche 300 m weiter östlich unter dem Schutt durchstreicht. Dem Fuß der Harnischwand folgt eine 3 m breite Rutschelzone mit feinstem grünlichem Mylonit. Auf der folgenden Verebnung, in 1600 m, liegen links (E) einige kleine Moränenwallreste. Die ganze Terrasse ist relativ glatt. Rechts schiebt sich der Blockstrom vom Roseabsturz auf sie vor, an seiner Stirn Lärchen zu bizarren Wuchsformen zwingend.

Der Sottone (1460 m), der zeitweise einen See darstellt, wird von mächtigen Wallformen zungenbeckenartig umgeben (Foto 6). Links zieht sich von der Terrasse in 1600 m ein scharfgratiger Wall aus feinem Schutt, der gegen das Sottonetälchen einen zum Teil offenen 50 m hohen Steilhang aufweist. Eine mächtige Blockschuttlunge ergießt sich seitlich vom Bombogno her in den untern Sottoneteil. Sie verschüttet und zerdrückt den linken Wall zum Teil. Rechts wird der Sottone eingeengt durch den ebenfalls zirka 50 m hohen, aber breiteren Strom aus groben Blöcken, der die Fortsetzung des Rose-Blockstromes ist. Der Sottonesee wird gestaut durch einen Blockwulst, der quer das Tälchen abschließt. Auch er besteht aus grobem Blockschutt. Auf der Fläche in 1350 m zieht sich rechts der bekannte Blockstrom bis zur Straße bei Campo hervor. Auf ihrem nordöstlichen Hinterrand sitzt ein 150 m langer ovaler isolierter Schutthaufen, la Costa del Gallo genannt.

Wir stellen also fest, daß dieser ganze Streifen eine Anhäufung von Blockschutt und Trümmern aufweist. Einzig in den offenen Abstürzen der zwei obersten Piani sind stark zerrüttete, aber doch noch das Felsgefüge zeigende Stellen aufgeschlossen. Die Schichten sind einwärts gekippt und zeigen damit den Sackungscharakter der Masse an.

Zwischen das Quadrellagebiet und den Schuttstrom eingeklemt erscheint die Terrasse von Corte Nuovo. Ihr Untergrund zeigt sich in einigen Anrissen als rückwärts einfallender, wenig zerrütteter Felsverband, wechselnd mit stark zerbröckelndem Rutschungsschutt. Auf Corte Nuovo entspringen die Bäche der Campomulde (Foto 2).

c) Der Abbruch gegen den Fluß

Der linksseitige Uferhang von Pianelli bis Collinasca besteht aus dem schroffen Abbruch der Trümmernmassen. Bei Pianelli, Cimalmotto, Piano, Torri und Cerentino ist

er bewaldet, bei Secada und Niva von einer soliden Rasendecke, Buchen- und Kastanienhainen bewachsen.

Unter Campo und SE Cimalmotto aber — und in kleinerem Ausmaße auch bei San Carlo (Piano), Crosa und Cerentino (1958 neuer großer Anriß!) — liegt dieser Abbruch schrecklich wild und offen da, der Wirkung von Verwitterung, Denudation und Erosion schutzlos preisgegeben (Foto 8 bis 10). Abb. 2 gibt Auskunft über seinen Zustand im Sommer 1958.

Der Anriß zeigt alle Übergänge zwischen wenig zerrüttetem Felsverband bis zur vollständig ungeschichteten regellos gelagerten Strömungs- oder Rutschungsbrekzie. Die «intakten» Felsmassen sind auf wenig ausgedehnte Pakete beschränkt und als Ganzes immer stark verkippt und zerrüttet.

Überschauen wir nun die einzelnen Teile der Frana: An vielen Stellen ist die Struktur verdeckt durch Vegetation, Schutthalde oder junge Sackungen.

Der Anriß bei «Frana E» zeigt zur Hauptsache wirre, ungeschichtete Trümmer in einer lockeren, rutschigen Brekzie. In mehreren Sackungen gleiten Waldstücke ab. Am Westrand dieses Anrisses laufen helle und dunkle Schichten aus, die mit denen des Kirchrückens übereinstimmen (Foto 9).

Im Kirchrückenabsturz zeigen sich Schichtungen in verschiedenen Farben. Die Lagen sind nach E geneigt. Im obersten Teil dieses Anrisses, SE der Kirche, finden wir die ausgedehntesten, noch den Verband zeigenden Felsen.

Im Abbruch vor der Campo-Mulde liegt eine verfestigte Strömungsbrekzie vor, welche senkrechte Wände jahrelang konserviert. Mächtige Blöcke starren aus den Steilwänden aus feinerem Material drohend heraus. Einzelne Pakete zeigen noch den Felsverband, allerdings in vollständig verkippter Lage (Foto 8).

Auffällig ist der Seedepotaufschluß im Gebiet der San-Giovanni-Mündung.

Im W-Teil des Muldenaufschlusses erscheinen die bunten Schichtungen des Kirchrückens wieder.

Die Aufschlüsse am SE-Fuß der Cimalmottoterrasse sind so stark versackt und verschüttet, daß sie keinen rechten Blick ins Innere dieses Komplexes erlauben.

Abbildung 2 zeigt weitere Details, vor allem auch das Ausmaß der Lockerschutthalde und der Bewaldung.

D. Anthropogene Formen

Der Mensch greift auf mancherlei Arten in den Ablauf der natürlichen Landschaftsgestaltung ein. Wenn auch in einem Gebirgstal die Beeinflussung im Vergleich zu einer Stadt- oder Industrielandschaft gering ist, so sind doch eine ganze Anzahl deutlicher Auswirkungen der Besiedlung zu nennen.

1. Direkte Einflüsse

Seit jeher haben die Bauern Steine und Felsblöcke aus den Feldern und Wiesen geräumt. So entsteht eine deutliche Grenze zwischen glatten, von Steinmäuerchen und -wällen unterteilten Acker- und Wiesenflächen einerseits

und mit Schutt und Lawinenholz übersäten Weidegebieten anderseits. Bei Linescio sind große Teile des Hanges terrassiert, in den tiefsten Lagen als Rebberge gestaltet.

Straßenbauten können eine Landschaft stark verändern. So stellen die Straßenbölder im Campotal oft gefährliche Wunden dar, von denen der Angriff der Witterung und des Wassers auf die labilen Hänge ausgeht. (Uns geben diese anthropogenen Aufschlüsse mancherlei Auskünfte über die Beschaffenheit der Hänge.)

Auf der Strecke zwischen Collinasca und Cerentino nimmt die Straße stellenweise die gesamte Grundrißfläche in Anspruch. Mit engen, über 180° betragenden Kurven überwindet sie den steilen Absturz. Da sie ganz in Schuttmateriale hineingebaut wurde, waren zwischen den einzelnen Stücken umfangreiche Stützmauern notwendig, so daß heute fast der ganze Hang künstlich umgeformt ist.

Der Felssturz von Linescio 1949 zeigt, wie industrielle Ausbeutung zu morphologischen Änderungen führen kann. Die Steinbrüche von Ponte Asciutto wurden durch eine Schuttmasse von rund 100 000 m³ verschüttet. In der Schlucht entstand eine gewaltige Schutthalde. Dieses Ereignis veranlaßte die Behörden, weitere Gneisausbeutung auf der linken rutschgefährlichen Talseite zu verbieten. So sind seit 1950 auf der steilen rechten Talflanke zwischen Collinasca und Linescio eine ganze Reihe Gneisgruben entstanden. Mit Seilbahnen werden Werkzeuge und Platten über die Schlucht transportiert. Weithin leuchten die jungen Aufschlüsse in der steilen Wand, wo keine Rutschungsgefahr besteht.

2. Eingriffe in den Wasserhaushalt

Indem der Mensch den Wasserhaushalt ändert, greift er indirekt in die Gestaltung der Landschaft ein.

Durch übermäßiges Abholzen im Bombognogebiet ist die verheerende Wirkung der südlichen Regengüsse auf die Rutschungsgebiete vergrößert worden. Heute wird mühsam, Stück um Stück, wieder aufgeforstet.

Der Holztransport aus dem Talhintergrund, der heute mit einer langen Seilbahn erfolgt, hatte um die Mitte des vorigen Jahrhunderts für Campo schlimme Folgen. Durch Stauungen erzeugte man damals künstliche Hochwasserwellen, welche das Holz mit sich rissen. Diesen Angriffen war aber die damals bewaldete Flanke der Rutschmassen nicht gewachsen. Das Gleichgewicht wurde empfindlich gestört, und eine Zeit der starken Erosion und katastrophalen Rutschungen setzte ein. Durch Stauwehre und Längsmauern konnte man der Zerstörung zeitweilig wehren. Auch die Fassung und oberflächliche Ableitung von Quellen und Bächen des Hintergehanges dient der Stabilisierung. Ein jüngster Eingriff der Technik ist die Fassung der Rovana bei Linescio im Rahmen der Maggiakraftwerke. Da sie sich in der Schlucht befindet, wird die morphologische Wirkung gering sein. Für die Zukunft werden Pläne zur Rettung der Umgebung von Campo gemacht. Da die Erosion der Rovana die Rutschmassen immer wieder ihrer Stütze beraubt, sollte sie auf ein Mindestmaß reduziert werden.

Damit sind einige morphologische Auswirkungen der Besiedlung angedeutet. Über Siedlungsgeschichte, Bevölkerung, Wohnkultur und Landwirtschaft gibt die Arbeit v. BÜRENs (Lit. 4) erschöpfend Auskunft.

II. BEITRÄGE ZUR MORPHOGENESE DER ROVANATÄLER

A. Die Rutschungen im Campotale

1. Historische und gegenwärtige Vorgänge

a) Geschichtlicher Rückblick

Die überlieferten Ereignisse in der Geschichte des Unglücksdorfes Campo haben ALBERT HEIM 1898 (Lit. 22), OTTO LEHMANN 1933 (Lit. 31) und R. GIANNELLA 1951 (Lit. 15) übersichtlich zusammengestellt. Ich entnehme diesen Publikationen nur einige Daten, um einen Überblick zu geben:

- 1818 Noch keine Erosionsangriffe an der Rovana, vollständige Ruhe. Wald und Viehweide bis zum Fluß hinunter.
- 1834 Hochwasser mit großen Geschiebmassen.
- 1851- Waldverkauf Quadrella. Beginn der Holzflößerei.
52 Drei Sperren, die unterste 1200 m oberhalb dem der Campoterrasse.
- 1852 Erste Häuser bei Campo Chiesa schiefgestellt (SE-Absetzung).
- 1854 Verstärkte Tiefenerosion der Rovana.
- 1857 Anhaltende Regenfälle, Hochwasser. Trotzdem intensive Flößerei. Gewaltige Tiefenerosion.
- 1858 Bett der Rovana bei Campo um 30 m vertieft, 80 m hoher Absturz. Beginn des Unterganges von

Campo Chiesa durch die Teilabsetzung am SE-Rand des altipiano. Grund: Seitenerosion bei «Frana E». Außerdem rutscht auch die ganze Terrasse. Alle Häuser in Campo zerrissen. Halbkreisförmige Serie von Bodenrissen rings um die Terrasse.

1859 Verbot der Flößerei.

Zehn ruhige Jahre.

1867-68 Bergsturz vom Cauradiscio drängt die Rovana ans N-Ufer. Neue Erosion, neue Abstürze.

1868 Bewegung in Cimalmotto.

1888 Verbauungen im Bachbett.

1889 Hochwasser ohne Schaden.

1892-96 Trockene Jahre. Ruhe.

1896-97 Schneereicher Winter.

1897 Juni bis September. Neue Bewegungen. Zerstörung der Fraktion Matter und des Hauses Pedrazzini durch einen nachrückenden Schuttstrom, der auf dem Muldenteil um 20 m vorrückt.

1921 Neue Anrisse unter Cimalmotto.

1939 Sehr nasses Jahr. Im Herbst beginnt die ganze Terrasse zu rutschen.

1940 Steigerung der Bewegung. Maximum 10. bis 31. Juli 1940. Langsames Ausklingen.

1951 Geringe Verschiebungen (Vermessung Kt. Tessin).

Im ganzen gesehen ist seit der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts eine deutliche Beruhigung eingetreten. Große Teile offener Anrisse von 1889 sind heute bewaldet. Die nachfolgenden Ausführungen sollen nun die Vorgänge in jüngster Zeit genauer schildern.

b) Erosionsarbeit der Rovana

Ingenieur GIANELLI (Lit. 15) schätzt die Menge, welche die Rovana von 1855 bis 1890 jährlich abtransportiert hat, auf 50 000 bis 60 000 m³. 1940 berechnete (nach GIANELLA) Ingenieur BAGGIO das Jahresmittel 1891 bis 1940 sogar auf 120 000 m³.

Um einige Anhaltspunkte über den Betrag der Erosion zu erhalten, fotografierte ich in den Jahren 1951-58 von Fixpunkten aus bestimmte Teile des Bachbettes. Jährlich wiederholte ich die Aufnahmen oder notierte Veränderungen. Durch Messen der Blockgröße und Vergleichen der Aufnahmen erhalten wir so Annäherungswerte für Tiefen- und Seitenerosion und für den Geschiebetransport. In einigen Fällen stehen noch ältere Aufnahmen zur Verfügung.

Zur besseren Orientierung wähle ich 5 Stellen zur genaueren Beschreibung aus und bezeichne sie mit einem Stichwort (s. Abb. 2):

- das W-Ende des offenen Anrisses: «Frana W».
- Die besonders aktive Stelle 200 m weiter E, beim größten Block im Bachbett: «Block».
- Die Einmündungsstelle des Riale di San Giovanni: «S. Giovanni».
- Der Fuß der SE-Absetzung: «Frana E».
- Die Einmündung der Rovana in die Felsschlucht von Secada: «Secada».

Abkürzungen: F. S. = Fotoserie; R. = Rovana; T. E. = Tiefenerosion; S. E. = Seitenerosion.

«Frana W»

An dieser Stelle tritt die R. aus einem relativ stabilen Talstück heraus, dessen rechtes Ufer von anstehenden oder leicht versackten Felswänden gebildet wird. Der linke Hang ist der seit Menschengedenken bewaldete Anriß der Cimalmottoterrasse (F. S. A.). Der Fluß biegt dann in einem rechten Winkel nach N gegen die Campoterrasse um und beginnt hier sein zerstörendes Werk. Zu dieser Umbiegung wird die R. durch einen am Fuß der Cauradisciowand liegenden Bergsturzkegel gezwungen. «Frana W» ist in den Beobachtungsjahren besonders durch S. E. gekennzeichnet. Die Südostecke der Cimalmottoterrasse wird hier gefährlich angegriffen.

F. S. A. zeigt, daß besonders das niederschlagsreiche Jahr 1951 hier das Gleichgewicht störte. In dem bewaldeten Anriß entstanden im Sommer 1951 Risse; innerhalb weniger Tage stürzten große Trümmernmassen ins Bachbett und wurden von der R. größtenteils weggetragen. Seither ist der Hang nicht mehr zur Ruhe gekommen. Durch die S. E. ins Rutschen gebracht, liefert er seinerseits der S. E. immer neues Material.

Der T. E., d. h. dem Rückwärtsschreiten von Steilen, wehrte bis jetzt eine mächtige Staumauer aus großen Blöcken, über und zwischen denen die R. eine Stufe von 4 m herabstößt. Sollte sie zusammenbrechen oder sollte es der R. gelingen, sich seitlich neben ihr einzuschneiden, dann dürfte für die Cimalmottoterrasse eine gefährliche Zeit anbrechen. (Außer der erwähnten 4-m-Stufe nähert sich vom «Block» her eine Steile von mehreren Metern Höhenunterschied dem W-Ende der Frana!)

«Block»

Die Stelle ist auf der Übersichtsaufnahme gut erkennbar bei dem größten Block etwa in der Bildmitte (F. S. A.). Der größte Block hat folgende Maße: 25 x 12 x 8 m.

Die Umgebung des Blocks A (F. S. A und B)

- 1948 Schutt-Terrasse von der Frana her bis 10 m hoch an den Block A hinauf. R. fließt rechts vom Block A.
- 1951 August. Juni- und Augusthochwasser durchbrechen die Schutt-Terrasse. Lauf um 20 m nach N verlegt. Steilstrecke von 15 m Höhengspannung, sehr aktive T. E. Unter Block A 5 — 10 m mächtige Grundmoränenmasse aufgeschlossen.
- 1952 Juli. Moränenmasse fast ganz verschwemmt. Steile talaufwärts verlängert. Block A unterspült.
- 1952 September. Unterspülung fortgeschritten, seit Juli wenig T. E.
- 1953 1. August (eingezeichnet). Wenig Veränderungen seit 1952. Selbst kleine Steine noch unverändert. Abwittern der Schuttwände.
- 1953 5. Oktober. Blöcke A und B um 90 Grad gekippt, Moränenlehm ganz weggespült. Block A liegt 5 m tiefer und 10 m weiter N, R. fließt unter und beidseitig von ihm.
- 1954 5. Oktober. S. E. gegen links, Schutt-Terrasse verschmälert. R. nach N verlegt, nicht mehr unter dem Block A. T. E. = 2 m.
- 1955 Juli. Schutt-Terrasse stürzt ein und verdrängt die R. nach rechts wieder unter den Block A. Wenig T. E. (50 cm), S. E. rückgängig gemacht!
- 1956 August
- 1957 Juli, Oktober
- 1958 Juni
- Bei diesen drei Begehungen stellte ich nur ganz geringe Veränderungen fest. Selbst kleinste Blöcke in der Umgebung von Block A liegen noch gleich wie im Juli 1955.

Zusammenfassung:

- 1951 Juni — August: Seitliche Laufverlegung 20 m, T. E. 10 — 15 m
- 1951 August —
- 1952 Juli T. E. 2 m
- 1952 Juli —
- 1953 1. August wenig Erosion
- 1953 August — Sept. 2 große Blöcke gekippt
- 1953 5. Oktober —
- 1954 5. Oktober S. E. 4 m, T. E. 2 m
- 1954 5. Oktober — Seitliche Verschüttung = S. E.
- 1955 Juli rückgängig, T. E. 50 cm
- 1955 Juli —
- 1958 1. Juni Keine bemerkbare S. E. u. T. E.

Das Rückwärtsschreiten einer Steile und ihre Verflachung (F. S. C)

- 1951 August: Blöcke abcd Niveau Bachbett, am Oberende der 15-m-Steile Auch hier Grundmoräne im Bachbett

- 1952 Juli: Bachbett 2,5 m tiefer (Maßstab: Block a = 2 x 2 x 2 m). Der große Block links steht auf wackeligen Stützen. Vordergrund (= Rest der Schutt-Terrasse vor 1951) abgerutscht und gekippt. Lehmmasse erodiert. Rechtes Ufer abgesackt.
- 1953 Juli: S. E., c rutscht ab, feiner Schutt rieselt nach. Keine T. E. Rechtes Ufer unterspült und weiter versackt.
- 1954 Oktober: Weitere T. E. und S. E. Der große Block links ist im Herbst 1953 gekippt, die andern sind nachgerutscht, Block b nur gedreht; b ist 3 m lang. Unter Berücksichtigung seiner Kippung finden wir als T. E. seit 1951 = 5,5 m, also seit 1953 = 3 m. Linkes Ufer nachgestürzt. Feines Material des rechten Ufers ausgespült. T. E. = 2 m.
- 1955 Juli: Seitliche Nachstürze. Keine T. E. Die seitlichen Nachstürze bewirken eher Aufschotterung!
- 1956 August
1957 Juli, Oktober
1958 Juni: Vollständiges Aufhören der S. E. und T. E.

Die Zusammenstellung zeigt das Zurückgreifen der T. E. Dadurch wird die Stufe verflacht (1951—55). 1951 verteilt sich das Gefälle von 15 m auf eine Strecke von 25 m, 1955 auf 125 m. Deshalb können normale Wasserstände in dem Bett aus hervorgewaschenen und herabgestürzten großen Blöcken, zwischen denen die R. seit 1955 fließt, bis auf weiteres keine Erosionswirkung haben.

Vergegenwärtigen wir uns noch einmal, wie die aktive Steile 1951 entstand: Die R. schnitt einen Bogen ab und hatte deshalb auf der kürzeren Strecke plötzlich ein viel größeres Gefälle.

Eine Studie von Ingenieur GIANELLA (Lit. 14) (Abb. 9) zeigt nun, daß sich dieser Vorgang an derselben Stelle schon einmal abgespielt hat: Zwischen 1911 und 1921 hat die R. ebenfalls den Schutt zwischen dem «Block» und dem Frana hang unter Campo durchschnitten. 1940 floß sie nach dem photogrammetrischen Plan ZELLERS noch immer links vom Block.

Damit wird das Wechselspiel zwischen Erosion und seitlichen Nachrutschungen, das wir bei «Frana W» angedeutet haben, sehr deutlich:

1911 R. rechts vom Block.

Zwischen 1911 und 1921 durchbricht die R. den Schutt links vom Block.

1921 bis 1940 unterschneidet die R. mit kräftiger S. E. die Frana.

Zwischen 1940 und 1949 rutscht der Hang und verdrängt die R. nach S.

Im August 1951 neuer Durchbruch links vom Block, kräftige S. E.

Die oben angeführten T. E.-Beträge von 2 — 15 m sind also wohl nicht endgültige Eintiefungsmaße. Neue Rutsche können auch sie zum Teil wieder rückgängig machen.

Abbildung 9, gezeichnet nach der Studie von GIANELLA und für 1950-58 nach eigenen Aufnahmen ergänzt, zeigt aber, daß als Endergebnis doch eine beträchtliche Vertiefung des Bachbettes resultiert, welche von 1889—1958 rund 14 m, also durchschnittlich 20 cm pro Jahr beträgt. Der große Block selber wackelt allmählich, durch mehrmalige Kippung mit dem Bett in die Tiefe.

«San Giovanni»

Den oben beschriebenen Wechsel zwischen Ausräumung und seitlichem Auffüllen habe ich auch auf der Strecke zwischen «Block» und «San Giovanni» beobachtet. Juni und August 1951 brachten große Hochwasser. Diese räumten die mächtigen Lockerschutthalde am Fuß des Anrisses fort. Es entstanden unterhalb «Block» übersteile Hänge, die nach und nach wieder von neuen Schutthalde verdeckt worden sind (F. S. A.).

Die Schutthalde, welche 1951 weggeräumt worden sind, schätze ich wie folgt: Sie erstrecken sich auf 200 m Länge bei einer mittleren Höhe von mindestens 25 m. (Die neuen senkrechten Wände waren 1951 bis 50 m hoch, 25 m mittlere Höhe ist also vorsichtig geschätzt.) Den Neigungswinkel bestimmte ich an mehreren solchen Schutthalde in der Frana mit Werten zwischen 30 und 40 Grad. Auf dem photogrammetrischen Plan 1:2000 von 1940 zeigen die untersten Hangpartien, die gewöhnlich eben aus solchen Schutthalde bestehen, einen Böschungswinkel von rund 33 Grad. Ich nehme eine mittlere Neigung der Schutthaldeoberfläche von 35 Grad an. Das ergibt bei 25 m Höhe eine mittlere Basisbreite von rund 35 m.

Die 1951 abtransportierte Masse beträgt also mindestens $200 \times 25 \times 35 \text{ m}^3 : 2 = 87\,500 \text{ m}^3$. Dazu kommt noch die durchbrochene Schutt-Terrasse und Schutt aus den übrigen Frana teilen. Diese Riesenarbeit wurde zur Hauptsache durch kurze Hochwasserspitzen geleistet. Nun verstehen wir auch die katastrophale Wirkung der künstlichen Hochwasser bei der Holzflößerei!

1952-53 bringen keine großen Hochwasser. Die Schutthalde entwickeln sich von neuem bis hoch empor (F. S. D.). So finden die Hochwasser des August 1954 wieder vorbereitetes Material zum Abtransportieren vor. Sie beseitigen die Schutthalde und schneiden sich außerdem am Fuß des Schuttabsturzes 5 bis 10 m tief ein, diesmal besonders bei der San-Giovanni-Mündung. Dabei wird die Wand des Muldenteils mit seiner Strömungsbrezie zu dem wilden, senkrechten Abbruch, der noch heute nur wenig flacher ist. Die R. fließt 1954 ganz am Fuß der Wand, auf einer Strecke von 200 m rund 20 m weiter nördlich als 1953! Eine Abschätzung wird hier schon schwieriger, da noch die Tiefenerosion dazukommt: Länge = 200 m, Höhe der Schutthalde 20—60 m, Tieferlegung des Bettes 5—10 m, seitliche Verlegung rund 20 m. Dies ergibt einen Querschnitt von ungefähr 500 m^2 , auf die Länge von 200 m also die runde Summe von $100\,000 \text{ m}^3$! (F. S. D.)

Im Juli 1955 konstatieren wir ein neues Emporwachsen der Schutthalde. Die R. wird wieder gegen S gedrängt. Die Aufnahme 1958 der Serie A zeigt, daß sich seither

wenig verändert hat. Die Halden sind größer als 1948. Sie haben das tiefe Bett von 1954 zum Teil ausgefüllt. Trotzdem fließt die Rovana etwa 10 m nördlicher als damals, die Wand ist zurückversetzt worden, sie hat das Material für die Halden geliefert. Das nächste große Hochwasser wird sie wohl wieder ausräumen, in dem Rhythmus weiterfahrend, der in Abb. 9 dargestellt ist. Im selben Rhythmus wechselt auch die Form der San-Giovanni-Mündung. Nach den ausräumenden Hochwassern zeigt der Bach in seinem untersten Teil eine senkrechte Stufe, welche aber unter Mitwirkung des Wassers bald wieder in einen flachen Kegel zerfließt.

«Frana E»

Diese Beobachtungsstelle befindet sich am Fuße der Südost-Absitzung, welcher 1858 Campo Chiesa zum Opfer gefallen ist.

Gerade hier hat 1951 eine neue Periode aktiver S. E. und T. E. eingesetzt. Das Hochwasser 1951 unterspülte den Rutschhang, so daß in dem alten Anriß neue Schuttmassen niedergingen.

Die F. S. E. gibt hier einige Anhaltspunkte:

- 1951 Die R. wird vom rutschenden Schutt nach rechts gedrängt. Sie ist im August 1951 beständig trübe. Vom Hang rieseln andauernd Steine, in mehreren Rinnen kriecht nasser Schutt in kleinen Murgängen nieder, durchtränkt von Quellwasser, das in halber Höhe am Hang entspringt.
- 1952 Juli. Die Rovana hat sich 4 m weiter rechts um 3 m eingetieft. Zwei Blöcke, 1951 fast noch ganz von Schutt bedeckt, sind nun freigelegt. Wieder läßt sich an ihnen die Eintiefung messen.
- 1953 liegt das Bachbett am Fuß von Block 2, der 7 m hoch ist. Also: Eintiefung seit 1951 = 7 m, d. h. seit 1952 = 4 m.
- 1954 Oktober. R. noch einmal 2 m tiefer. Die zwei Blöcke kippen und lösen sich vom Schutthang. Am rechten Ufer hat die Rovana interessanterweise eine alte Kerbe im anstehenden gesunden Orsaliagneis erreicht, von der 1951 noch keine Spur zu sehen war. Auch hier spielt also dasselbe Wechselspiel Erosion — Nachrutschen. Eine neue größere Rutschung wird wohl eines Tages das Anstehende verschütten und zu neuer Erosion im Lockerschutt Anlaß geben.
- 1955 Etwas T. E. seit 1954. Blöcke schon etwas mehr versackt.

Seither wenig Veränderungen bis Juni 1958.

«Secada»

Hier tritt die Rovana in einem großen Bogen unvermittelt aus den Massen der Schuttrutschung hinaus in die Felsschlucht von Secada.

Trotz dieser stabilen Erosionsbasis stand der Abschnitt direkt oberhalb der Schlucht in den letzten Jahren im Zeichen der T. E. Der Grund zur Neubelebung des Einschneidens war ähnlich wie bei «Block» eine Laufverlegung: Vor 1951 floß die Rovana in einem großen Bogen, dem linken halbkreisförmig gebuchteten Hang folgend in gleichmäßigem Gefälle bis zur Schluchtöffnung.

Die Hochwasser vom Sommer 1951 rissen bekanntlich große Mengen Schutt aus dem ganzen Bereich der Frana mit sich. Dabei genügte die Öffnung bei Secada für den Abfluß nicht mehr.

Die R. wurde gestaut und füllte den ganzen Laufbogen mit mächtigen Schotterlagen auf. Ob die Stauung durch Holz bewirkt wurde oder ob einfach die Viskosität des mit Schutt gesättigten Wassers zu groß war, kann ich nicht entscheiden. Auf jeden Fall dauerte die Aufschotterung nur kurze Zeit. Die R. begann sofort, sich in ihren eigenen Schotter von der Schlucht her rückwärts einzutiefen. Dabei entstand ein neues Bett, das den alten Bogen abschnitt und deshalb ein größeres Gefälle aufweist. Die Eintiefung hat bereits das Westende des Bogens erreicht.

Die Reste der Schotter bildeten am Schluchteingang hohe Schotterterrassen, die 1952 — 1953 fast ganz einstürzten und verschwanden; einen Rest fand ich 15 m ob dem heutigen Bachbett. Etwas weiter oberhalb, im Schotterbogen, finden wir noch heute mächtige 3 bis 6 Meter hohe Restflächen.

Ich habe versucht, den Betrag dieser 1951 erfolgten Aufschotterung abzuschätzen: Die Fläche ist ungefähr ein Halbkreis von 100 m Radius (Abb. 2). Das gibt eine Fläche von rund 15 000 m². Die Mächtigkeit der Schotter beträgt 3 bis 6 m, im untersten Teil bis 15 m. Wenn wir mit einer mittleren Schotterdicke von 5 m rechnen, so erhalten wir für das Depot ein Volumen von 75 000 Kubikmeter. Diese Zahl stimmt mit den oben berechneten Erosionsvolumen in der Größenordnung überein. In diesem Zusammenhang will ich noch eine Einzelbeobachtung anführen:

Ein deutlich markierter Block von 2 m³ Inhalt wurde vom August 1953 bis zum September 1954 von «San Giovanni» bis unterhalb «Frana E» um über 300 m talwärts verfrachtet. Das Wasser ist also imstande, auch größere Blöcke auf der rutschenden und rollenden Unterlage in kurzer Zeit über bedeutende Strecken zu verschieben.

Zusammenfassung: Erosionsarbeit der Rovana

Tiefenerosion:

Vorgänge: Extreme Hochwasser schaffen Steilen (Bogen abschneiden, Laufverlegung). Normaljahre ebnen die Steilen aus und verlängern sie talaufwärts = rückwärtsschreitende T. E. Große Blöcke senken sich durch wiederholtes Kippen. Die Tiefenerosion kann aufgehalten werden durch große Blöcke, während die lehmige Grundmoräne der T. E. keinen Widerstand entgegensetzt. Seitliche Nachrutschungen können Ergebnisse der T. E. wieder rückgängig machen.

Beträge: Hochwasserjahre können in Steilstrecken das Bachbett um 2,15 m tiefer legen. Diese Beträge werden durch Nachrutsche immer wieder z. T. aufgehoben. Beim «Block» kann als Jahresdurchschnitt von 1889 — 1958 0,2 m als Endergebnis der T. E. angegeben werden.

Seitenerosion:

Vorgänge: Extremjahre verlegen den Lauf, räumen Schutthalden weg, unterspülen seitliche Steilwände. Normaljahre: S. E. nur an wenigen Stellen (z. B. Frana W). Normalerweise S. E. durch Nachrutsche und neue Schutthalden gestoppt und rückgängig gemacht.

Beträge: Seitliche Laufverschiebungen bis 20 m pro Hochwasser, werden zum Teil wieder aufgehoben. Endresultat bei «San Giovanni» zirka 10 m nach Norden in 10 Jahren = 1 m pro Jahre (1948 — 58).

Geschiebetransport:

Jahresmittel:

GIANELLA (für 1855-1890)	50-60 000 m ³
BAGGIO (für 1891-1940)	120 000 m ³
Meine Berechnungen aus den Rutschungsbeträgen 1892-1954 50-60 000 m ³ (s. S. 28)	

Einzelne Hochwasserperioden: (Nach meinen oben beschriebenen Schätzungen). Aus einem 200 m langen Teilstück bei «San Giovanni»

1951	87 500 m ³
1954	100 000 m ³

Aufschotterung bei Secada

1951	75 000 m ³
------	-----------------------

Zu diesen Zahlen ist zu sagen, daß die Erosionswerte von 1951 und 1954 nur für einen Teil der Frana geschätzt worden sind. Der Wert für die ganze Schuttstrecke beträgt sicher das Drei- bis Vierfache, also zwischen 250 und 400 000 m³. Auch der Schotterwert ist ein Minimalwert, da ja sicher große Mengen gar nicht abgelagert, sondern schon während der Aufschotterung durch die Schlucht abtransportiert worden sind. Ich wage die Behauptung, daß in besonders hochwasserreichen Jahren aus der Frana Schuttmassen bis gegen eine halbe Million Kubikmeter fortgeführt werden. Dafür ergeben Jahre wie 1955-58 nur sehr geringe Werte, wodurch wir uns in der Größenordnung den Durchschnittswerten GIANELLAS und BAGGIOs nähern.

JÄCKLI gibt in seinem Werk über das Rheingebiet (Lit. 26) an, daß oft ein Hochwasser in einer Stunde mehr Geschiebe fortführen könne, als der Fluß normalerweise in 100 Jahren!

c) Denudation des Frana-Absturzes und Abbröckeln des Terrassenrandes

Der offene Anriß ist den klimatischen Einflüssen wehrlos ausgesetzt: Frost und Hitze lockern den Verband der Schuttmassen noch mehr. Beständig poltert irgendwo Schutt zu Tal. Das Begehen der Frana ist gar nicht ungefährlich. Wie wir im vorigen Abschnitt dargestellt haben, wachsen innert Jahresfrist am Fuße der Wand mächtige Schutthalten. Eigenartig ist das Verhalten der Rutschungsbrekzie im nassen Zustand. Während sie trocken äußerst splittig und spröde ist, bekommt sie bei einer gewissen Durchnässung einen größeren Zusammenhalt. Wenn jedoch der Wassergehalt einen bestimmten Grad überschreitet, beginnt der Franaschutt unter unsern Tritten oder durch sein Eigengewicht zu fließen. (Es handelt sich um «unechte Kohäsion», nach TERZAGHI [LEHMANN, Lit. 33], dem Zusammenhang kleiner Körner infolge der Oberflächenspannung kapillarer Wasserschichten. Sobald eine genügende Wasser-

menge aufgesogen worden ist, wirkt das Wasser als Gleitmittel zwischen den Körnern, die «unechte Kohäsion» verschwindet. LEHMANN erinnert an die Verhältnisse an einem Sandstrand, wo die Zone zwischen trockenem und ganz durchnäßigem Sand am bequemsten zum Gehen ist.)

Oft beobachtete ich bei nassem Wetter in vielen Hangteilen kleine Schuttströme, die sich kriechend talwärts bewegten. In den Runsen der Seitenbäche und bei einigen Quellen kann man dieses Gekrieche dauernd beobachten. So erzeugt eine kleine Quelle bei Frana W fast immer, auch bei schönem Wetter, eine leichte Trübung der Rovana.

In der Strömungsbrekzie entstehen auf diese Art Erosionsrinnen, die parallel zueinander oder trichterförmig zusammenlaufend der Fall-Linie folgen (Foto 9). Durch diese oberflächliche Abwitterung und Abspülung wird das Gefälle ausgeglichen, der Hang wird flacher.

An einigen Stellen beobachtete ich oben unter der Rasendecke ein Zurückwittern der Schuttwand um 30 bis 50 cm im Jahr.

Dieses Zurückwittern schmälert natürlich die Terrassenflächen beständig. Die Grasnarbe oder der Wurzelteppich des Waldes hängt in der Luft. Jedes Jahr bröckeln viele Quadratmeter Wiesen und Wald ab. Das einzige, was die Denudation aufhalten kann, ist die natürliche Vegetationsbedeckung. Zum Glück begrünt sich ein Hang hier rasch. Seit 1888 sind große Teile der offenen Anrisse neu überwachsen. F. S. A läßt innerhalb der Jahre 1948/1951/1958 ein Vorrücken des Buschwaldes am rechten Ufer (links im Bilde) deutlich erkennen. Blöcke, die auf der früheren Aufnahme noch mitten in der kahlen Geröllfläche liegen, sind nun bereits von Gesträuch umgeben. Sobald einmal das Anagen durch die Erosion aufhörte, könnten sich die offenen Anrisse normalisieren und in wenigen Jahren mit Vegetation bedecken.

d) Absetzungen

Größere Beträge nimmt der Terrassenverlust an, wenn ganze Teile des Absturzes den Druck der höherliegenden Massen nicht mehr tragen. Auf diese Weise rutschen oft ganze Wald- oder Wiesenstücke gegen den Bach hinunter. Als Ursachen solcher Absetzungen kommen meist zwei Dinge in Frage:

— Unterspülung des Wandfußes durch S. E. der Rovana;

— Sättigung des Schuttes mit Wasser.

Durch beides wird das labile Gleichgewicht gestört, der Hangfuß gibt nach, die höheren Teile sinken ab.

Das größte Beispiel dieser Art ist die von LEHMANN (Lit. 31) beschriebene «Südost-Absitzung», welche Alla Chiesa zerstörte. Daß sie heute noch nicht ganz zur Ruhe gekommen ist, bezeugen immer neue Risse in den Ruinen von Alla Chiesa, in der Kirche selber und neuerdings auch in der Casa Communale, von der LEHMANN noch schreibt, sie sei von Schäden bis 1934 verschont geblieben. Südöstlich der Kirche ist ein 10 m breiter Streifen Land 15 m tief abgerutscht und rückwärts gekippt. Die Rutschfläche ist noch unbewachsen, was auf die frische Bewegung hinweist. Der Grund der neuen Risse und Nachrutsche ist die erneute aktive Seitenerosion der Rovana bei «Frana E».

Absetzungen kleinerer Art:

Bei «Frana E» entstehen 1951 mehrere waagrechte oder rückwärtsgeneigte Waldterrassen, welche langsam den Hang herunterrutschen. Zum Teil sind sie heute zerfallen, die Bäume liegen wirr herum. Bei «Frana W» rutscht 1951 — 54 ein ganzes Waldstück ab. Im August 1951 sackt am Osthang der Cimalmottoterrasse ein 50 Meter langes und 20 Meter breites Stück der Böschung samt der Straße um 3 Meter ab. Typisch für diese Bewegungsart ist auch hier, daß der Grashang unterhalb der Straße nachher viel flacher liegt als vor der Absetzbewegung. Diese Absetzung ist auf die starke Durchnässung bei den Niederschlägen im August 1951 zurückzuführen. Sie erinnert mit großer Deutlichkeit daran, daß der Absturz zwischen Cimalmotto und Campo keineswegs in einem stabilen Gleichgewicht ist.

Außerhalb der engern Umgebung von Campo liegen gegenwärtig unterhalb Crosa und bei da L'ovi S Cerentino aktive Frana-Teile vor. Besonders im letzten Stück des Bachbettes gerade vor der kleinen epigenetischen Schlucht bei Collinasca muß die Seitenerosion der letzten Jahre beträchtlich gewesen sein, da hier ein mächtiger offener Anriß besteht. Die Gewitterregen der letzten Augustwoche 1958 durchnässen nun das Schuttmateriale der Cerentinomasse so stark, daß unterhalb dem Weiler S Cerentino eine mächtige Schuttmasse in Bewegung geriet und sich flußabwärts um 5 bis 10 m absetzte. Während im Innern der Setzungsmasse die Schäden relativ gering sind, entstanden ihrem Rand entlang mächtige Spalten, aus denen das Schutt- und Blockmaterial des zerrütteten Untergrundes hervorquellt. Bäume sind entwurzelt worden, ein Bächlein ist versiegt, und in den verlassenen Häusern sind neue Risse entstanden. Ich glaube jedoch, daß für Cerentino durch diese neue Absetzung keine unmittelbare Gefahr entstanden ist. Es werden höchstens noch einige höher gelegene Wiesen- und Waldstücke nachrutschen oder abbröckeln. Größere Bewegungen werden jedoch erst eintreten, wenn die Rovana den Fuß der Absetzmasse neuerdings stark unternagt haben wird.

e) Rutschungen ganzer Terrassenkomplexe

Sie sind die eigentliche Fortsetzung der Vorgänge, welche zur Entstehung der «altipiani» führten.

Die historischen Einzelvorgänge sind im geschichtlichen Rückblick erwähnt. Hier möchte ich vor allem auf das Wesen dieser Bewegungen eingehen, da die Antwort auf diese Frage Licht auf die Art der prähistorischen Bewegungen werfen wird.

Scherflächen (Abb. 7)

Die Lockermassen des Campotales sind, ähnlich wie das Felsgefüge des Untergrundes, von morphologisch ausgeprägten Linien durchzogen, welche hier durchwegs die Merkmale von Scherungsflächen zwischen den einzelnen Terrassenkomplexen tragen. Solche Scherflächen bilden zum Beispiel die oben beschriebenen Stufen zwischen den einzelnen Terrassenteilen. Entlang dieser Linien zeigen sich deutliche Zeichen junger Verschiebungen:

Betrachten wir vorerst den E-Absturz von Cimalmotto gegen Campo. Die große Labilität dieses Hanges habe ich im vorhergehenden Abschnitt erwähnt. Eine Aufnahme von 1888 zeigt ihn in vollständiger Auflösung.

Alle diese kleinen Rutsche und Absetzungen sind nur niedergegangen, weil der untere Terrassenkomplex, die Mulde von Campo Villaggio, Richtung Rovana diesem Hang entlang hinausgeglitten ist und ihn seines Fußes beraubt hat. Auch heute noch ist der Muldenteil entlang dieser NNW-SSE-Scherfläche in Bewegung. Die Cimalmottostraße muß besonders beim Übergang aus den Wällen der Mulde in den Hang beständig erneuert und erhöht werden. Im Rapport Nr. 6 (Lit. 28) über die Messungen der Landestopographie beschreibt Ingenieur IMPERATORI 1940 hier neue Spalten, Wasserleitungsbrüche und eine Stufe von 1 m in der Straße, die für einige Zeit gesperrt werden mußte. Dieser Hang ist nach meiner Meinung nicht durch Aufschieben der Cimalmottoterrasse (LEHMANN, Lit. 31), sondern eben durch Wegrutschen der Campomulde entstanden.

Von hier aus zieht nun diese Störungslinie am SE-Abhang von Corte Nuovo entlang, bis sie sich in dem Schuttgewirr bei Piano delle Rose verliert.

Gerade bei der labilen Straßenkurve schneidet eine zweite, NW-SE verlaufende Scherfläche die erste. Sie bildet den Hang vom Quadrellawald hinunter auf Corte Nuovo, also das Ostende des Felshügels unter A. Quadrella. Hangaufwärts verliert sie sich im Trümmergewirr des Quadrellawaldes. Genau in ihrer Fortsetzung aber liegt eine nach W gerichtete Stufe jener Verwerfungsterrasse in 1850 m und der markante trümmerreiche W-Abbruch des Sasso-Rosso, ferner eine wilde Bachrunse auf der Boscosseite. Aus dem Muldenkomplex schneidet sie den westlichsten der fischrückenartigen Gräte heraus.

Eine sehr markante Linie zieht sich vom Terrassenrand dem San-Giovanni-Gilarda-Corte-Nuovo-Bach entlang hinauf in die mächtige Ruschelzone mit der Rutschharnischwand westlich Piano delle Rose und zur Verwerfung am Großhorn. Bei dieser Linie drängt sich das Erkennen eines Zusammenhanges zwischen Tektonik und Rutschungsmorphologie geradezu auf. Zuerst eine Verwerfung zwischen festen Felsmassen, trennt dieselbe Linie in der Höhe von Piano delle Rose Lockerschutt von Fels und wirkt sich schließlich als Scherfläche zwischen zwei Rutschungsmassen aus.

Der E-Rand der Campoterrasse erscheint scharf abgeschnitten von dem steileren, kompakteren Hang unter Lareccio. Die Grenzzone wird begleitet von zwei bis vier Wällen, welche gelegentlich auf einer Seite senkrecht abfallen. Sie stellt das typische Bild einer Scherungszone dar. Da die zerrissenen Wälle für die Landwirtschaft unbrauchbar sind, läßt man sie mit Erlen überwachsen.

An dieser Stelle muß auch die Campostraße beständig repariert werden. Die Linie führt nach SE auf die solide Tannenkuppe E der Absetzung und zum Anstehenden am Eingang der Secadaschlucht. Nach NNW streicht sie in die große 100-m-Verwerfung, welche schon GRÜTER mit der Rutschung von Campo in Zusammenhang bringt (Lit. 16).

Betrachten wir noch die Cimalmottofläche: Auch hier fallen, wie wir oben beschrieben haben, zwei Linien auf: Eine führt mitten durch das Dorf, die andere begrenzt die Terrasse gegen die Pianelli. Daß die Dorfstufe nicht etwa durch Erosion entstanden ist, sondern eine heute noch spielende Scherfläche ist, zeigt mit tragischer Deutlichkeit das Haus, welches östlich der Kirche direkt am obern Rande der Abrißböschung steht. Seine

W-Wand steht auf dem zurückbleibenden Teil, während die E-Hälfte sich mit der tieferen Partie bewegt. So ist das Haus in den letzten Jahren vollständig zerrissen und schiefgestellt worden. Häuser, welche nur wenig mehr östlich oder westlich stehen, erlitten viel geringere Schäden.

Die Fortsetzung der Scherfläche ins Hintergelände zeigt die typische Form: Unvermittelt bricht die höhere Fläche in einen rutschigen, von krummen Lärchen bewachsenen Hang ab. Parallel zu diesem Hang laufen kleinere Furchen, in denen der Rasen frisch aufgerissen ist.

Die Pianelli-Linie zeigt dieselbe Form. Hier ist jener «moränenartige» Firstwall entstanden. Wir können uns nun seine Entstehung leicht vorstellen. Er ist ein Erosions- und Sackungsrelikt. Wenn auf ihm Moränenmaterial liegt (kleiner Aufschluß S des Wegleins Cimalmotto — Pianelli), so stammt dieses aus der allgemeinen Moränenbedeckung der Terrassen. Der Grat selber ist kein Moränenwall. Dagegen spricht auch seine ganze Form: Er ist gletscherwärts flach und außen steil. Außerdem ist das Tälchen W von ihm mit seiner breiten Sohle eindeutig als Bacherosionswerk zu erkennen. Der Ostabhang des Walles zeigt dagegen die bekannten Formen der Scherflächen: Steilheit, offene Anrisse. So können wir die Bildung dieses Walles erklären wie folgt: Der Bach Valaa schneidet in die Terrasse ein Bett, das er breit ausmündet, da wohl damals die Rovana noch nicht die heutige Waldschlucht geschaffen hat, und also das Gefälle gering ist. Mit fortschreitender Tiefenerosion der Rovana beginnt eine Scherfläche zu spielen, längs welcher die Cimalmottofläche tiefer abrutscht als die Pianelli. Sie lenkt mit ihren Rissen und Wällen die Valaa im Oberlauf ab. Der Bach verläßt heute sein altes Bett schon ob 1600 m im Quadrellawald und fließt auf der tiefern Cimalmottoterrasse, zum Teil direkt der Scherfläche entlang, wo er sich ein zum Teil wildes Tobel geschaffen hat. Daß auch diese Scherfläche in letzter Zeit aktiv gewesen ist, zeigen die Wülste und frischen Anrisse. Außerdem konnte ich im Juni 1958 (Schneeschnelze, viel Wasser) folgende Beobachtungen machen: Entlang dem Ostrand der Pianelli-Scherfläche, in etwa 1500 m hinter Cimalmotto, flossen mehrere kleine Quellbächlein kurze Strecken oberflächlich dahin. Immer wieder verschluckten Risse in der Grasnarbe Teile des Wassers. An andern Stellen sprudelten Quellen hervor. In einer dolinenartigen Senke spiesen ein Dutzend Quellaufstöße einen kleinen Teich. Sie entsprangen auf dem Grunde des Wassers in kleinen, vulkanförmigen Sandsprudeln, die periodisch große Mengen Wasser, vermischt mit Luftblasen, ausstießen. Aus dem Teich floß das Wasser in einer frischen Rinne oberflächlich weiter und verschwand nach 30 m wieder in einer offenen Narbe.

Ich führe auch diese Erscheinungen auf die starke Zerrissenheit des Untergrundes infolge der Scherbewegung zurück.

Auch in den weiter vorn im Tale liegenden Lockermassen wirken ähnliche Scherzonen. Versucht man, von Piano nach Niva dem alten Saumpfad zu folgen, so hat man oft die größte Mühe. Unvermittelt bricht der teils gut erhaltene Plattenweg ab. Meist läuft er dabei bogenförmig in eine Runse aus, welche der Fallrichtung folgt. Die Fortsetzung des Weges findet sich dann bis 30 m entlang dieser Scherfläche verschoben. Die Skizze in

Abb. 7 zeigt den Verlauf des Weges. Die angegebenen Masse sind ungenau, nur mit Schritten abgeschätzt. Doch die Abscherungen des Weges sind eindeutig festgestellt. Der Grat, über den die Abkürzung ob Niva zu der kleinen Kapelle hinunterführt, ist in seiner W-Flanke aufgerissen und für die Straße eine schwierige Stelle. Der Aufschluß zeigt feinst zermahlene Trümmer, eine Folge der mechanischen Beanspruchung durch die Scherung. Hier ist also der östliche Komplex, die Terrasse von Niva, zurückgeblieben, während der westliche, die Mulde von Crosa, nach S herausrutscht. Der Grat mit dem Abkürzungsweglein ist wiederum eine ähnliche Restform wie der Pianelli-«Moränenwall».

Daß sich die Crosamasse auch in letzter Zeit verschiebt, zeigt übrigens auch die offene Frana an der Rovana gerade am Fuß dieser Zone.

Gemessene Verschiebungen von 1927 — 1943 (1892 — 1957)

Das Funktionieren dieser Scherflächen zeigt auch die Zusammenstellung von Meßresultaten der Eidg. Landestopographie und des Dipartimento delle Pubbliche Costruzioni von Bellinzona über die Bewegungen der Terrasse von Campo (Tabellen 1 bis 5).

In der Beobachtungszeit liegt die letzte Periode größerer Bewegungen 1937 — 1943, die Jahre 1927 — 28 und 1931 — 37 zeigen mittlere Werte, während die Jahre 1928 — 31 relativ ruhig verliefen und nur geringe Verschiebungen brachten. Auch die Jahre 1943 — 57 sind Ruhepausen im Zerstörungswerk der Rutschungen. Einzig 1951 brachte kleine Verschiebungen.

Ich habe die Punkte nach der Größe des Mittelwertes ihrer Verschiebungen von 1927 — 43 geordnet. Das ergibt gewisse Regelmäßigkeiten. Die ersten 8 Punkte fallen durch größere Verschiebungsbeträge auf, und zwar um so deutlicher, je stärker die allgemeine Bewegung ist. Die ersten 8 Punkte, übrigens alle auf der Campomasse, bleiben sogar unter sich meist in der gleichen «Rangfolge» der Bewegungsgröße (1927 — 28, 1937 — 40, 1940 — 43; 1931 — 37 mit zwei Ausnahmen). Das heißt doch nichts anderes, als daß die Bewegungen der einzelnen Punkte miteinander irgendwie koordiniert sind, daß gewisse Komplexe sich als Ganzes verschieben, oder daß sich Teile bei den Verschiebungen gegenseitig beeinflussen.

In diesem Sinne untersuche ich nun die in den Tabellen zusammengestellten Werte noch etwas eingehender.

Auf einer Kartenskizze (Abb. 7) sind die Jahresmittel von 1927 — 43 der Horizontal- und Vertikalverschiebungen graphisch dargestellt und die oben beschriebenen Scherflächen eingetragen, auf der folgenden die Horizontalverschiebungen 1927 — 28 in den gemessenen Richtungen eingezeichnet.

Ganz eindeutig zeigen diese Darstellungen die Bedeutung der Ostflanke von Cimalmotto und Corte Nuovo als Scherfläche: Alle Punkte E von ihr zeigen sehr viel größere Beträge als die Punkte auf den höhern Terrassen. Dies geht natürlich schon aus der oben erwähnten Gruppierung der Punkte nach ihren Verschiebungsbeträgen (Tabellen 1 und 3) hervor.

Direkt angegeben wird diese Scherung übrigens durch die Werte der relativen Verschiebung von Teilen der Campoterrasse in bezug auf Kirche und Kapelle von Cimalmotto von 1872 — 1940 nach GIANELLA, wel-

che zwischen 25 und 42 m liegen (Tabelle 2). Im vertikalen Sinn gibt der Vergleich der Nivellements von 1927 und 1957 dasselbe Resultat. Während die Cimalmotto-Kirche sich in den 30 Jahren um 103,1 cm gesenkt hat, ergab das Nivellement für die Kirche Campo eine 292,3 cm tiefere Lage als 1927, also 189,2 cm mehr Senkung als Cimalmotto (Tabelle 4).

Betrachten wir nun einzelne Punkte oder Gruppen von Punkten und ihre Bewegungen (Abb. 7).

Die Umgebung von Campo (154, ♂ 155, 155, ♂ 58) bewegt sich ziemlich gleichmäßig als Ganzes. In allen Meßperioden zeigen die Werte der horizontalen Verschiebung eine Zunahme von NE nach SW, das heißt, die Campoterrasse scheint sich leicht zu drehen, wobei der linke Flügel bei der Kirche ruhiger bleibt und die Gegend von Campo-Dorf und Riale San Giovanni sich rascher verschiebt (s. auch die Werte in Tabelle 2). Wie weit dies en bloc geschieht, oder wie stark auch hier Scherungen spielen, ist schwer zu entscheiden. Junge Risse in vielen Häusern (z. B. Casa Communale) weisen eher auf die zweite Möglichkeit hin.

Die Absenkungswerte zeigen eine Kippung der ganzen Terrasse an: Je weiter südlich ein Meßpunkt liegt, um so kleiner ist seine Senkung. Das muß ja wohl so sein, da die Rutschung hier auf dem ehemaligen Trogboden des alten Tales gleitet, also auf flacheren Untergrund auffährt.

Während also die eigentliche Terrasse von Campo eine Drehung und Kippung erfährt, verhalten sich die randlichen Punkte nach eigenen Regeln:

P. 58 und 156 liegen nahe am Abrißrand der großen SE-Absetzmasse. Ihre große Vertikalverschiebung ist neben der Kippung besonders darauf zurückzuführen, daß die Setzbewegung weiter geht. P. 156 wird auch in der Richtung von der Setzbewegung beeinflusst.

P. 151 liegt auf einem ovalen Schutthaufen am Hinterland einer Terrasse, 60 m ob Campo. Dieser Punkt fällt durch besonders große Absenkung auf. Daran ist außer der Kippung die randliche Lage des Punktes schuld. Der ovale Schutthaufen kann nur entstanden sein, indem eine aufgestaute Schutthalde am Bombognohang samt ihrer Unterlage vom Hinterhang weggerutscht ist. Beim weiteren Vorrücken des Komplexes, auf dem der Schutthaufen ruht, sinkt dieser in die entstehende Lücke ein. Daher dürften die kräftigen Absenkungen in den stärksten Rutschzeiten rühren. Die Horizontalbewegungen bleiben ausgerechnet bei der stärksten Einsenkung (1940—43) hinter denen des Vorlandes zurück. Einzig die Jahre 1931—37 bringen ein starkes Vorrücken von P. 151. Ich sehe darin ein Zeichen dafür, daß auch die Terrasse, auf welcher der Schutthaufen ruht, ein selbständiges Rutschungselement ist, das Verschiebungen der vorgelagerten Massen in einer andern zeitlichen Verteilung ausführt. Ein solcher «Ruck» mag 1897 die Stirn des auf dieser Terrasse lagernden Blockstromes vorgeschoben haben und damit den Untergang von Matter und des Pedrazzinihauses verschuldet haben.

P. 153 hat ebenfalls eine Sonderstellung: Seine Verschiebung nimmt besonders 1937—43 sehr große Beträge an. Er macht nicht die allgemeine Kippung mit, sondern senkt sich meist bedeutend mehr als der benachbarte Punkt 154. Auch die Horizontalbewegung ist bei P. 153 immer besonders groß. Diese Tatsachen, wie auch die etwas mehr südliche Richtung, deuten darauf hin,

daß eben der Dreieckspickel zwischen den zwei beschriebenen Scherflächen sich selbständig bewegt. Auf ihm liegt ja auch jene labile Kurve der Cimalmottostraße. Die Messungen 1943—54 zeigen ebenfalls, daß sich P. 153 mehr vorschiebt als Campo Chiesa, während die Kirche sich 1950—51 und 1953—54 etwas mehr absenkt als P. 153.

Die Terrassen von Cimalmotto und Corte Nuovo haben in den Beobachtungsjahren viel geringere Bewegungen ausgeführt. Außerdem stimmt die Richtung der Verschiebungen mit den großen NW-SE-Scherflächen und dem Schichtfallen überein. Cimalmotto Chiesa P. 57 schiebt sich also gegen «Frana W» vor, P. 152 gegen die labilste Muldenzone und P. 42 Corte Nuovo gegen Campo Villaggio.

Bei Cimalmotto zeigen die Messungen gut die Scherbewegung mitten im Dorf an. Die zwei Meßpunkte P. 57 und ♂ 57, die nur 150 m auseinanderliegen, werden durch diese Linie getrennt und führen ungleiche Bewegungen aus (s. Tabelle 5).

Diese Unterschiede könnten verursacht sein durch Absacken des nahe am Terrassenrand gelegenen Punktes P. 57. Doch das ist nur zum kleinsten Teil der Fall. Denn die ganze Terrasse hinter Cimalmotto (P. 152, P. 56) macht in den beobachteten Zeiten Bewegungen der gleichen Größenordnung wie P. 57, größere als P. ♂ 57 Chiesa. (Ausnahmen: Die ruhigeren Jahre 1928—31).

Bewegungen höher liegender Massen

Corte Nuovo P. 42 zeigt Verschiebungen, welche in Größenordnung und Richtung mit den Werten von Cimalmotto P. 57 übereinstimmen, während sie weit hinter den Beträgen von Campo zurückbleiben. Diese Terrasse, welche topographisch und hydrographisch das Hintergehänge der Campomulde bildet, gehört also «rutschungstechnisch» eher zu Cimalmotto als zu Campo. Es besteht jedoch keine starre Verbindung. Dies zeigen die Zahlenwerte der horizontalen Verschiebungen von 1929—31 und 1931—37, wo Corte Nuovo je doppelt so weit rutschte als Cimalmotto, sowie von 1940—43, wo es zurückblieb. Auch in der Vertikalverschiebung zeigen deutliche Abweichungen die Selbständigkeit Corte Nuovos (1931—37).

Quadrellagebiet. P. 43 Alpe Quadrella di Fuori stimmt 1927—31 ebenfalls mit dem Cimalmottokomplex in der Bewegung überein. Leider liegen über Verschiebungen im Quadrellawald keine Messungen vor. Doch lassen verschiedene Anzeichen den Schluß zu, daß auch dieses ganze Gebiet nicht ruhig ist.

Der zerrüttete, von aufgerissenen Schluchten zerteilte Felshügel SE A. Quadrella ist meines Erachtens nichts anderes als ein Teil des Grates, der zwischen zwei Verwerfungsflächen im Gebiet des Quadrellapasses herausgebrochen ist und sich seit Beginn der Rutschungen langsam an seinen heutigen Platz vorgeschoben hat.

Der Rhythmus der Bewegungen

wird von GIANELLA 1951 (Lit. 15) ausführlich dargestellt am Beispiel des Kirchturms von Campo (♂ 58): 6 Jahre größter Aktivität, 1780, 1839, 1852, 1868, 1897 und 1940, wechseln mit Ruheperioden von 13 bis 59 Jahren. Die Bewegungen beginnen nicht mit einem plötzlichen Anreißen, sondern mit einer allmählichen Beschleunigung, wenn durch Erosion der Rovana und durch Schutt-

aufschiebungen aus dem Hintergehänge das Gleichgewicht gestört worden ist und die Schuttmassen durch große Niederschläge durchnäßt sind.

Aus der Maximalbewegung wird dann ein sich langsam beruhigender Setzungs Vorgang. Alle bisherigen Beobachter brachten die Rutschungsspitzen in Zusammenhang mit besonders nassen Jahren. Wie aber GIANELLA zeigt, muß vorher der Erosionswirkung durch die Rovana genügend Zeit zur Verfügung gestanden sein, um den Fuß der Terrassen zu unterschneiden und so das Gleichgewicht zu stören. Deshalb konnten die wasserreichen Jahre 1889, 1907 und 1924 die Bewegung nicht wieder aufleben lassen, da eben diese «Reife» noch nicht eingetreten war. Unsere Beobachtungszeit 1948—58 brachte zum Glück keine neue Katastrophe für Campo. 1951 und 1954 brachten lediglich geringe Beschleunigungen, die bald wieder abklangen.

Vergegenwärtigen wir uns den Zustand der Frana mit ihren übersteilen Brekzienwänden und der labilen Flußsohle mit der großen Erosionskraft der Rovana, so wird uns klar, daß gegenwärtig Kräfte am Werk sind, die das Gleichgewicht mit jedem Hochwasser empfindlich stören. Leicht könnten große Niederschläge oder auch leichte Erdbeben in Campo eines Tages neue Verheerungen anrichten, wenn nicht den zerstörenden Kräften Einhalt geboten wird.

Für Cimalmottoterrasse und Corte Nuovo ergibt sich im Bewegungsrhythmus eine gewisse Phasenverschiebung. Diese höhere Masse wird zurückgehalten durch die seitlich herausrückenden Komplexe der Campomulde (Abbildung 7). Sie beginnen deshalb nicht nach kräftiger Erosion der Rovana zu gleiten, sondern dann, wenn die sie stützenden Massen gerutscht sind. Die Meßwerte 1937—43 bestätigen dies sehr deutlich: Während die Campo-Punkte 1940—43 bedeutend kleinere Senkungen durchmachen als 1937—40, erreichen die Vertikalverschiebungen von Cimalmotto und Corte Nuovo erst 1940—43 die größern Werte (Tabelle 3). Die Horizontalverschiebungen im Campobezirk betragen 1940—43 nur noch rund die Hälfte der Werte von 1937—40. In den höhern Massen dagegen sind die Werte 1940—43 nur wenig kleiner als 1937—40 (Tabelle 1).

Auch eine Kombination der Ergebnisse von Verschiebungsmessungen und Nivellement zeigt ein Nachsacken der Cimalmottoterrasse an: Wenn wir durch Subtraktion der Werte 1927—57 und 1927—43 die Absenkung für 1943—57 errechnen, so erhalten wir für die Kirche von Cimalmotto einen Wert von 62 cm, während Campo nur 10 cm tiefer läge als 1943. Diese Werte sind allerdings etwas unsicher, da nach den Messungen des Dipartimento Pubbliche Costruzioni die Vertikalverschiebung der Kirche Campo schon für 1943—54 31 cm beträgt. Immerhin scheint sich Cimalmotto in den für Campo ruhigen letzten Jahren stärker als dieses gesenkt zu haben (s. Tabelle 4).

Im Ganzen bietet sich also folgendes Bild der heutigen Rutschungen:

Die Rutschmasse wird durch zahlreiche Scherflächen in mehr oder weniger selbständige Körper aufgespalten. Campomulde und Kirchrücken schieben sich nach S-SSE vor, weichen also in ihrer Bewegung von der Fallrichtung des Gebirgsgefüges (S 35°—45°) E ab. Sie folgen offenbar mehr dem Hangfallen der Bombogno-SW-Flanke.

Dabei streben die Teile fächerig auseinander. Die Hauptmasse der Campoterrasse erfährt eine Drehung nach SE und eine Kippung hangwärts. Frana-nahe Teile sacken ab. Ein Spickel rutscht rascher zwischen Campo und Cimalmotto heraus. Das Hintergelände führt Nachrutschungen in einem besonderen Rhythmus aus.

Cimalmotto, Quadrella und Corte Nuovo folgen der Fallrichtung der Gneisbänke nach SE und der Richtung der Hauptscherflächen, denen entlang sich Unterschiede in der Bewegungsintensität zeigen.

Im Quadrellawald finden wir die zertrümmerten Reste des abgerutschten Grates, während ob Campo Sackungs- und Zerrüttungserscheinungen fast bis zur heutigen Wasserscheide reichen.

Der Rhythmus der Bewegungen richtet sich bei der Campomasse nach dem Zustand des Frana-Anrisses, während Cimalmotto und die höhern Massen ihren vorgelagerten Komplexen mit einer gewissen Phasenverschiebung nachrutschen.

Jährlicher Nachschubbetrag durch die großen Rutschungen

Mit den Werten der Tabelle 1 können wir eine weitere interessante Abschätzung vornehmen.

Ich wähle die Punkte aus, welche dem Franarand am nächsten liegen und sich gegen die aktiven Erosionsstellen zu verschieben, also P. 153, 154, $\odot$ 155, $\triangle$ 155, $\odot$ 58, $\triangle$ 58, 156.

Aus ihren Verschiebungen in den Zeiträumen 1892—1927, 1927—37, 1937—43, 1943—54 rechne ich die jährlichen Mittelwerte. Diese ergeben für die vier Zeiträume durchschnittliche Werte für die ganze Länge der Frana von mindestens 35 cm, 17 cm, 180 cm und 6 cm. Die Länge des aktiven Erosionsstückes mißt rund 900 Meter, die mittlere Höhe 150 m. Sämtliche Werte sind eher zu gering als zu groß. Aus ihnen erhalten wir folgende Volumen des Schuttvorschubes pro Jahr:

1892—1927	jährlich	47 250 m ³
1927—1937	jährlich	22 950 m ³
1937—1943	jährlich	243 000 m ³
1943—1954	jährlich	8 100 m ³
Mittelwert 1892—1954		55 650 m ³

Vergleichen wir diese Ergebnisse mit den Erosionswerten, die weiter oben berechnet worden sind, so sehen wir, daß sie in der Größenordnung durchaus übereinstimmen mit jenen. Der Mittelwert 1892—1954 stimmt mit der Schätzung GIANELLAs genau überein.

Der größte durchschnittliche Jahresvorschub beträgt jedoch nur 243 000 m³. Wie kann man diese Zahl mit meiner Behauptung in Übereinstimmung bringen, daß gelegentlich in einem Sommer bis zu einer halben Million Kubikmeter wegtransportiert werden könnte? Ebenso steht die Zahl 8 100 m³ Vorschub für 1943—54 in scheinbarem Widerspruch mit den Geschiebetransportschätzungen für 1951 und 1954 (s. S. 24) von 87 500 Kubikmetern, 100 000 und 75 000 Kubikmetern auf einem Teilstück der Frana.

Hier gibt die oben erwähnte Feststellung JÄCKLIs die klare Antwort, daß eben ein einstündiges Hochwasser gelegentlich mehr leistet als der Normalfluß in 100 Jahren.

f) Oberflächlicher Schuttnachschub aus dem Hintergehänge

In dem treppigen Gehänge hinter Campo und Cimalmotto ist der Absturz jeder Terrasse Lieferant für Lokerschutt, der sich auf die nächsttiefere schiebt. Die obersten und die seitlichen Teile der Rutschmassen erhalten mächtige Schuttauflagen von den verwitternden Felswänden her. So wird die höchste Terrasse, die auf Piano dei Pini ausläuft, von NW und NE durch mächtige Schutthalten und Blockmeere eingeengt. Der in 1500 m in den Sottone vordringende Schuttstrom vom Bombognohang ist schon erwähnt worden. Auch der Campo-Kirchrücken wird vom Felshang des Bombogno mit Schutt übergossen. Am oberen Rand der Verflachung in 1600 m, am NW Hang ob Corte Nuovo, am Waldrand ob Secada und bei Fontanella liegen Schutthalten auf den älteren Terrassen. An ihrem Fuß treten die in Abb. 1 eingezeichneten Quellen aus. Jedes Jahr, besonders beim Auftauen im Frühling und durch Lawinen, erhalten die Schutthalten neuen Zuwachs.

Die auffälligsten Schuttnachschübe sind die Wälle und Wülste im Sottone-Piano-dei-Pini-Streifen. Ihrer Beschreibung sind nun vor allem noch die Zeichen neuer Bewegungen beizufügen:

- Die offenen Anrisse von Piano dei Pini und Piano delle Rose, am linken Sottonewall, und kleinere an vielen andern Stellen;
- Säbelwuchs an Lärchen und Tannen auf Piano delle Rose, auf der Terrasse 1600 m, auf beiden Seiten des Sottone, auf dem Querwall vor dem Sottone und auf der Blockstromstirn bei Campo;
- Verformung der Lärchen an der vorquellenden Blockstromstirn auf 1600 m;
- Zerstörung des Hauses Pedrazzini und des Dorfteiles Matter im Jahre 1897 durch den Blockstrom. Das Pedrazzini-Haus wurde eingedrückt und gestürzt, während Matter auf dem Blockstrom selber stand und deshalb zerrüttet wurde;
- Zerfall von Quelfassungen bei 1600 m 1949;
- Die direkten Messungen von Bewegungen bei Pkt. 149 Pii und 151 Costa del Gallo durch die Landes-topographie (s. Tabelle 1 und 3).

Ich muß nun noch zur Entstehung dieser Wallformen einiges sagen. LEHMANN (Lit. 31) faßte den Sottone als Stirnbecken und die Wälle als verformte und zum Teil verschüttete Moränenwälle eines lokalen Bombogno-gletschers auf, der sich im Rutschungsschutt ein Bett gegraben hätte. Ich bin mit LEHMANN einer Meinung, daß die zwei Wälle nicht zwei unabhängige Schuttströme darstellen, sondern daß der Sottone eine Vertiefung in einer ursprünglich einheitlichen Schuttmasse ist. Nur kann das Becken nach meiner Meinung nicht durch einen lokalen Gletscher gebildet worden sein. Nirgends in unserm Gebiet finden wir große Moränenwälle. Ausgerechnet hier, nur 1400 m hoch in ausgesprochener Südlage, sollte nun ein kleiner Gletscher ein über 50 m tiefes Becken mit mächtigen Seiten- und Endmoränen geschaffen haben. Der Sottone mußte ursprünglich noch breiter und tiefer gewesen sein. Die seitlichen Schuttmassen drängen deutlich gegen die Mitte zu und haben schon einen Teil des Hohlraumes aufgefüllt. Die groben Blöcke, welche ohne feinen Zwischenschutt den rechten Wall und die «Endmoräne» bilden, stören ebenfalls die glaziale Erklärung. Ferner wären die Stufung innerhalb

des Gletscherbettes im Schutt und das Fehlen von Moränenwällen oberhalb 1600 m eigenartig. Weiter hätten die oben angedeuteten Bewegungen und die Rutschungen der großen Komplexe seit der Eiszeit ein Zungenbecken sicher weit mehr verformt als es die Sottone-Hohlform ist.

Der Sottone-Pini-Streifen liegt im Bereich der großen Störungszone, welche die 100-m-Verwerfung Schwarzenbrunnen-Campo-Arnau begleitet. Auf die starke Zerreißung und Zerklüftung im Untergrund geht meines Erachtens die Schuttstrombildung zurück. Der Sottoneboden ist nichts anderes als die rückvertiefte Oberfläche einer Rutschungsmasse, wie auch Piano dei Pini, delle Rose, 1600 m, die Fläche unterhalb Sottone und die Campoterrasse selber. Die seitlichen Wälle sind Reste, welche am zurückbleibenden Gehänge haften oder gebremst werden. Ich möchte sie vergleichen mit den Seitenwällen bei Murgängen und kriechenden Schneerutschen. Der linke Wall zeigt heute noch eine sehr steile, oft aufgerissene Innenseite. Moränenmaterial, das sich auf ihm findet, lag eben schon auf der Fläche, als deren Rest wir ihn betrachten. Der rechte Wall ist selber auch in kriechende Bewegung geraten und bildet heute den beschriebenen Blockstrom. Auf ihm fand ich keinen moränenartigen Schutt. Bei 1400 m wird er durch eine Steilstufe von 30 m zerrissen, setzt sich aber unterhalb fort. Diese Stufe kann nicht sehr alt sein. Unter ihr, etwas weiter östlich, liegt Pkt. 151, Costa del Gallo, der 1940—43 durch außerordentliche Absenkung aufgefallen ist. Hier führen im Untergrund jene Abrißlinien durch, welche die rasch bewegte Campomasse von den langsamer nachrückenden höhern Komplexen trennen. So ist der Steilabfall bei 1400 m S der Sottone-«Endmoräne» entstanden. Dieser Querwall ist seinerseits ein Stauwulst, der vor dem Absacken des Vorlandes entstanden sein muß.

So können wir die große Tiefe und die «frische» Form des Sottone dadurch erklären, daß sein Boden, wie die übrigen Teile der Campomulde, absackt und wegrutscht, während die seitlichen Wälle durch die Reibung zurückgehalten werden. Die Vorwärtsbewegung der auflagernden Schuttwälle wird durch die beschriebene Phasenverschiebung in der Bewegung von hintereinanderliegenden Rutschkomplexen gefördert.

Die heutigen und die historischen Verschiebungen dieser Schuttmassen sind jedoch sehr klein und für die Morphologie fast unbedeutend. Sie könnten die Entstehung der beschriebenen Formen in ihrem ganzen Umfange nicht erklären. Zur Hauptsache haben die Schuttmassen schon während der ausklingenden Eiszeit, im Einflußbereich der periglazialen Solifluktion ihre heutigen Formen erreicht.

2. Prähistorische Bewegungen

a) Zustände und Kräfte, welche die Rutschungen auslösten

- Wie ich im tektonischen Abschnitt dargestellt habe, umfaßt das Rutschungsgebiet Gesteine der Bombognoiserie oder deren Nachbarschaft. GRÜTTER bezeichnet diese als mechanisch stark deformierte Gesteine mit ausgesprochener Trümmerstruktur.

- Im Gebiet der Rutschung häufen sich Brüche und Verwerfungen. Besonders zu erwähnen ist die 100-m-Verwerfung Schwarzenbrunnen-Großhorn-Campo. In ihrer Nähe war durch Schleppen der Schichten der Gesteinsverband noch mehr gestört, dem Wasser der Eintritt erleichtert (GRÜTTER). Ebenso spielt im Abrißgebiet eine W-E-Verwerfung eine maßgebende Rolle.
- Die isoklinale Anlage des Tales schafft große Spannungen. Schicht- und Hangflächen der N-Seite stimmen weitgehend überein. Es entsteht ein labiles Gleichgewicht.
Damit ist das Bombognogebiet tektonisch prädestiniert zur Bildung großer Fels- und Schuttrutschungen.
(Trotzdem das Boscotal zum Teil ebenfalls in Bombognogneisen verläuft und von Brüchen und Verwerfungen gequert wird, ist es von größeren Rutschungen verschont geblieben. Der Grund ist die Anlage in der Fallrichtung der Schichten. In dem Talstück hinter Bosco, welches der Streichrichtung folgt, finden wir im Gebiet des SE-Abhanges unter Großalp stark versackte Gebiete.)
- Die Tiefenerosion der Rovana und der eiszeitliche Gletscher (Übertiefung) unterschneiden den Nordhang. Bei Campo entsteht ein weites Becken, da der Sfillegletscher den Hauptgletscher nach N drängt und selber an der Vertiefung und Ausweitung des Tales wirkt. Die Zerrüttung des Gesteins erleichtert die Ausräumung.
Ähnlich weiten Arnau- und Croppiagletscher das Tal bei Niva aus.
- Beim Zurückweichen des Gletschers rutschen die unterschrittenen Gneisschichten ab, da sie ihrer Stütze beraubt sind.
- Bei der Auslösung der Rutschungen sind quartäre Verwerfungen direkt beteiligt.

b) Charakter und Gliederung der prähistorischen Rutschungen

Auf der ganzen Länge des Tales von Cerentino bis Pianelli sind mächtige Gesteinsmassen niedergegangen. Je nach der Beschaffenheit des Talquerschnittes ergeben sich verschiedene Rutschungs- und Sackungsformen.

Bei Pedipiodi, Torri und Cerentino rutschen Schuttmassen in einem Zug ab, bis sie sich auf dem Trogboden stauen und zur Ruhe kommen. Ihre Ober- und Rückseite bildet die heutigen Terrassen. Hier können gar keine Rutschungsbewegungen wie bei Campo mehr stattfinden. Hingegen werden durch die Seitenerosion Teilabsetzungen ausgelöst, welche große Verheerungen auslösen können.

Bei Lareccio und Pianlieno ist der Hangfuß nicht stark angeschnitten (kein Verdrängen des Gletschers durch Seitenarm), die losen Schuttmassen verschieben sich nur wenig. Die heutigen kleinen Terrassen sind mit Schutt gefüllte «Nackentälchen» hinter abgerissenen Felspaketen (Lareccio).

Bei Piano, San Carlo, Crosa und Niva haben Fluß und Gletscher den Trog stärker ausgeweitet. Die ganze Talflanke ist gerutscht und füllt einen Teil des Troges flach aus (heutige Siedlungsflächen). Am Hang werden die Felsschichten oft zusammengestaucht und oft faltenartig aufgeworfen. Auf solchen Stauffalten lie-

gen kleine Verflachungen wie Corte Bruciato und eine Terrasse westlich davon. Die Felsablösung reckt bis zum Grat.

Die Rutschungen bei Campo

LEHMANN (Lit. 31) gliedert die prähistorischen Rutschungen im Campobecken in drei Hauptvorgänge:

Bergsturz aus der Quadrellapaßgend füllt das Becken und biegt dabei nach E um.

Felsmasse schiebt sich von NNW darauf = Kirchrücken.

Trümmerstrom von über 100 m Mächtigkeit rückt im W vor = Cim-Terrasse.

Ich möchte dazu einige Einwände anbringen:

1. Wir dürfen sicher nicht nur aus der momentanen Form und den heutigen Höhenverhältnissen der Terrassen auf ihre Entstehung schließen, da sie seither großen Veränderungen unterworfen worden sind. Ebenso wichtige Aufschlüsse ergeben sich aus dem Studium der jüngsten Bewegungen.

2. LEHMANN schließt aus der Rotfärbung von Gneismassen im untern Kirchrücken anriß auf deren Herkunft vom Sasso Rosso. Dazu sind zwei Dinge zu sagen: Die Schichtung in der Frana und der rötliche rutilhaltige Gneis kommen in allen Anrissen vor, außer in der Brekzie unter der Campomulde. Wenn wir uns vergegenwärtigen, welche gewaltigen Felsmassen vom Grat ausgebrochen sind, so taucht die Frage auf, ob wir den heutigen Grat noch als geologischen Wegweiser für die Herkunftsbestimmung der Rutschmassen brauchen können. Die rötlichen, rutilhaltigen Gneise könnten am frühern Grat auch weiter E vorhanden gewesen sein.

3. Gerade an der Stelle, wo nach Lehmann die am stärksten zerrütteten Partien liegen sollten, also an der Waldschlucht E Campo, wo die Stirn des abgelenkten Sturzes liegen würde, findet sich eine gut erhaltene Felsenkuppe mit altem unverkipptem Tannenbestand.

Ich glaube, daß die Rutschungsvorgänge in Wirklichkeit viel verwickelter und vielschichtiger gewesen sind. Es wird kaum möglich sein, sie im einzelnen zu rekonstruieren.

Die folgenden Ausführungen versuchen, doch einige Klarheit in die komplizierten Vorgänge zu bringen.

Mehrphasigkeit der Rutschung

Beim Betrachten der wechselnden Schichten im Franaabsturz taucht die Frage auf, ob es sich hier um die zerrütteten Gneisbänke eines als Ganzes gerutschten Gebirgskomplexes handeln könnte. Ich glaube, daß das nicht der Fall ist. Die Trennungslinien der verschieden gefärbten Lagen sind recht scharf und verlaufen ungebrochen durch große Franateile. Ein vom Bombognohang heruntergerutschter Felskörper wäre sicher nicht so ungestört abgelagert worden. Die Trennungsflächen sind meines Erachtens horizontale Scherungs- oder Überschiebungsflächen, denen entlang sich höhere Schuttmassen auf tiefer liegende geschoben haben. Die mehrfache Wiederholung ähnlicher Schichtfolgen (Kirchrücken) ist entstanden, indem sich hintereinander liegende Teile derselben Felslagen deckenartig übereinander lagerten. An einigen dieser Überschiebungsflächen treten im Franaanriß Quellen aus.

Differenzierung und Zerschierung

Diese Schuttmassen haben den Trog zum Teil bis zum Gegenhang ausgefüllt, sind gestaut worden und bilden 300 bis 400 m mächtige Stauterrassen. Neue rutschende Felsmassen schieben sich von NW heran. Vom Bombogno bis zum SE-Grat des Sonnenberges gerät der Hang samt dem Grat in Bewegung. Treppenförmig stufen sich die Komplexe über- und hintereinander und bilden Flachformen, aus denen z. B. die heutigen Siedlungsterrassen Ca, Cim und Cte. Nuovo entstehen. Der quergestellte zerrüttete Hügel unter A. Quadrella di Fuori ist ein Rest des einstigen Kammes im Gebiet des Quadrellapasses, der sich als hinterste und letzte große Rutschung zwischen zwei Scherflächen heraus auf die Cim-Masse aufschiebt. Die Rovana wird vorerst aufgestaut und beginnt dann mit ihrem Zerstörungswerk, indem sie sich in die Schuttmassen einschneidet. Dadurch wird, wie auch heute noch, das Gleichgewicht gestört, die Massen gleiten weiter. Infolge ungleicher innerer Widerstände (Glätte der Gleitflächen, Wasserführung, Gewicht) rutschen sie ungleich rasch. Die Bewegung folgt vorerst dem tektonischen Fallen. Scherungsflächen in SE bis SSE Richtung beginnen zu spielen (Pianelli-, Cim-, Cte.-Nuovo-Sasso-Rosso-Scherfläche). Sie zerlegen die Schuttmassen in Längspakete. Es scheint, daß sie mit tektonischen Störungslinien des Untergrundes übereinstimmen oder doch von ihnen abhängen.

Gliederung in Cimalmotto-Terrasse, Dorfmulde und Kirchrücken von Campo

Mit dem Tiefergreifen der Nachrutsche macht sich eine weitere Kraft bemerkbar. Der E Abrißrand der Rutschung, also der heutige Bomb.-W-Hang beginnt selbst als Gleithang zu funktionieren. Die ihm anlagernden bewegten Teile drängen deshalb von der ursprünglichen SW Richtung ab in fast S Richtung. Durch den so entstehenden Druck bilden sich neue Scherflächen, welche die primären in einem spitzen Winkel schneiden. So wird das dreieckförmige Gebiet Sottone-San-Giovannibach-Cimalmotto-E-Flanke zwischen Scherflächen erster und zweiter Ordnung zu einer selbständigen Scholle. Sie ist am stärksten zerrüttet und am labilsten. Zwischen den von NW heranrückenden Cimalmotto-Quadrella-Cte.-Nuovo-Massen und dem Druck von der Bombogno-Flanke wird dieses Stück buchstäblich herausgequetscht.

Der Streifen Piano dei Pini-Piano delle Rose-Sottone mit seinen tiefgreifenden Zerrüttungserscheinungen wird zum beweglichen Hintergehänge und Schuttlieferanten der Muldenzone, während Cte. Nuovo relativ ruhig bleibt.

Nicht unterschätzen dürfen wir die oberflächliche Erosion durch die Bäche, die sich heute noch tief in die Terrasse einschneiden. Ihnen dürfte es zuzuschreiben sein, daß die obersten Gesteine des Kirchrückens gegen W zu auslaufen.

(LEHMANN [Lit. 31] begründet die Abweichung der Rutschungen von der tektonischen Fallrichtung mit diskordanter Unterschneidung der Gneisbänke. Er gibt an, daß alle Teile, auch Cimalmotto und Corte Nuovo, nach SSE gleiten, also nicht dem Fallen folgen. Die Messungen der Landestopographie ergeben jedoch schon 1928 ein anderes Bild: Diese höheren Teile rutschen

noch heute ziemlich genau in der Fallrichtung des Felsgefüges SE bis ESE. Nur Campo-Mulde und -Kirch-terrasse weichen von dieser Richtung deutlich nach S ab [Abb. 7]. LEHMANN bekräftigt 1942 seine Ansicht an einer Studie über den Bergsturz von Goldau [Lit. 33]. Im Gebiet von Campo finde ich jedoch seine Meinung nicht bestätigt. LEHMANN geht von einem Schichtfallen in der Richtung S 65—70° E aus. Nach GRÜTER und nach eigenen Messungen bewegt sich aber die Fallrichtung zwischen Piano und der Schweizer Grenze immer im Bereiche von S 35—45° E.)

Die Gliederung der prähistorischen Rutschung von Campo

Zusammenfassend möchte ich meine Meinung noch einmal kurz darstellen:

1. Mehrmalige Rutschungen, längs und quer in Schollen aufgelöst, vielfach verschachtelt und übereinandergeschoben, füllen das Becken von Campo. Ihre Hauptbewegungsrichtung ist SE.
2. Die Rovana wird gestaut und schneidet sich ein.
3. Durch seitliches Abgleiten der Rutschmassen an der schiefen Abrißfläche des Bombogno entstehen Spannungen und neue Scherflächen.
4. Nun entsteht erst die Senke der heutigen Dorfmulde durch Herausquetschen und Herausrutschen einerseits und durch Oberflächenerosion andererseits, und nicht, indem Cimalmotto- und Campoterrasse durch Nachrutsche erhöht werden.

c) Das interglaziale Alter der Rutschungen

Die Hauptmassen, welche das Talbecken ausfüllen, sind niedergegangen, bevor die Gletscher ein letztes Mal das Gebiet überflutet haben (Riß-Würm-Interglazial). Dafür kann ich folgende Belege anführen:

1. Die Moränen, die auf vielen Verflachungen der Rutschungen feststellbar sind.
2. Auf Grund der Beobachtung des 1951 im Bachbett aufgeschlossenen Grundmoränenmaterials könnte man zum Schlusse kommen, daß die Rutschung erst postglazial erfolgt sei. Die 50 x 20 x 5 m große Lehm-Schutt-Linse mit deutlich kantenbestoßenen und gerundeten Steinen und Blöcken taucht nämlich eindeutig unter das Frana-Material ein und liegt andererseits auf den Bergsturzböcken des rechten Ufers. Wir haben jedoch gesehen, wie gerade an dieser Stelle der Bachlauf und der Franaabsturz in einem dauernden Wechselspiel von Unterspülen und Nachrutschen stehen. Ferner fand ich im Sommer 1955 in 20 bis 30 m Höhe am Schuttasturz NW des Grundmoränenauflusses mehrere Stücke (Inhalt je $\frac{1}{2}$ bis 2 m³) vom genau gleichen Material. Sie rutschen mit dem Lockerschutt der Halde in die Tiefe. Ich habe sie im Plan der Frana (Abb. 2) eingetragen, trotzdem sie seither bis auf kleine Reste abgerutscht und verschüttet oder verschwemmt worden sind. Auch die Hauptmasse ist, wie bereits erwähnt, fast ganz verschwunden. Es ist auch kein weiterer Aufschluß dieser Art festgestellt worden. Ich glaube, daß die erwähnte Lehm-Linse beim «Block» nicht an ihrem primären Ablagerungsorte liegt. Die kleinen Stücke in der Schutthalde deuten darauf hin, daß die ganze Grundmoränendecke aus einer höhern Lage abgerutscht ist und sich auf die Blöcke des Cauradiscio

Bergsturzes geschoben hat. Der mächtige «Block A» ist später darauf gestürzt. Noch später ist der Frana-
hang, wie es erwiesenermaßen mehrere Male ge-
schehen ist, auf den Lehm nachgerutscht. Die Mo-
räne liegt also nur unter einer sehr jungen Nach-
rutschung. Aus dieser Lage kann deshalb nicht auf
das postglaziale Alter der Frana geschlossen werden.
Im Gegenteil bestärkt auch diese Beobachtung uns
in der interglazialen Datierung der Rutschung. Denn
wenn der Moränenlehm vom Frana hang herunter-
gerutscht ist, so muß er vorher auf der Rutschung
deponiert worden sein und ist also jünger als diese.
Ob er auf der Oberfläche der Terrassen oder in einem
bereits interglazial entstandenen Rovanaobel durch
den Gletscher als Grundmoräne abgelagert worden
ist, wird schwer zu entscheiden sein.

3. Auch die glatte Oberfläche der Siedlungsterrassen ist
nur zum Teil auf Menschenfleiß, im übrigen aber
auf glaziale Glättung zurückzuführen.
4. Der Felsgrat bei Passo Quadrella, der die Ruine eines
früheren höhern Grades darstellt, also durch die Fels-
rutschungen zu der großen Paßlücke gekommen ist,
zeigt bis in die Höhe von 2150 und bis in die Gegend
der Alpe Quadrella gerundete Formen. Der Bosco-
gletscher stand also hier mit jenem des Campotales in
Verbindung, nachdem die Rutschung erfolgt war.

d) Wirkungen der Eisbedeckungen auf die Rutschmassen

Außer den beschriebenen Gletscherspuren hatte die Eis-
bedeckung sicher noch andere Folgen für die Ausgestal-
tung des Rutschgebietes. Allerdings sind wir hier auf
bloße Überlegungen angewiesen, da sich diese Folgen
nicht direkt nachweisen lassen.

1. Durch den Druck der Eisaufgabe wird der Schutt zu-
sammengepreßt, was zur Verfestigung der bekannten
Strömungsbrezie beigetragen haben mag.
2. Andererseits werden feste Felspakete zerdrückt und
die Zerschierung und Gliederung der Massen geför-
dert.
3. Die Gletscher räumen Teile der zerrütteten Felsen
fort. Sie helfen mit, die Dorfmulde von Campo zu
vertiefen (auf das glaziale oder interglaziale Alter
dieser Hohlform deuten die glazialen Ablagerungen
an der Straße gegen Cimalmotto hin).
Die fluviale Rovanaerbe wird durch Ausräumen
verbreitert und vertieft.

e) Vorgänge am Ende der Eiszeit

Während die Vereisung zurückgeht, geraten die Schutt-
massen während einiger Zeit in die Grenzzone des
Dauerfrostes. Soliflukts- und Blockstrombewegungen
greifen kräftig in die Gestaltung der Landschaft ein.
Von den zerrütteten Steilabbrüchen der gestaffelten
Rutschpakete und von den anstehenden Randwänden
ergießen sich Schuttströme und breite Trümmersmassen
über die tiefer liegenden Flächen. Wall- und kegelförmig
quellen sie vor (Foto 6). Besonders im Schuttstreifen
Piano dei Pini—Sottone gleiten beim Auf- und Zufrie-
ren der oberflächlichen Lagen, begünstigt durch die
Schmelzwasser der Gletscher, riesige Schuttmassen tal-
wärts, die heutigen Wälle, Kuppen, Senken und Block-
ströme entstehen dabei bereits in großen Zügen. Ich
sehe hier einen weitem Beweis für das interglaziale Alter

der Rutschung: Diese mächtigen Schutthaufen und Stau-
formen können nur in der ausklingenden Eiszeit ent-
standen sein. Wäre die Rutschung postglazial, so hätten
wir Mühe, diese Erdschlipftopographie zu erklären. Die
postglazialen Kräfte hätten zu ihrer Bildung kaum aus-
gereicht.

Auch die Gesamtrutschungen erfahren infolge der star-
ken Durchtränkung und Neubelastung mit Schuttmassen,
erneut große Verschiebungen, besonders, weil ihr Fuß
in der Schuttschlucht stark angeschnitten worden ist.
Der Gratrest bei Alpe Quadrella wird dabei weiter stark
zerrüttet, zum Teil in Blockmeere und -halden aufgelöst,
so daß Moränen hier heute kaum mehr feststellbar sind.

f) Postglaziale Vorgänge

Alle diese Vorgänge klingen im Postglazial allmählich
ab. Die weiter oben beschriebenen aktuellen und histo-
rischen Vorgänge sind nur zeitlich und meist auch
räumlich beschränkte Neubelebungen solcher prähisto-
rischer Bewegungen. Die Erosion durch die Rovana ist
eine aktuell wirksame, landschaftsformende Kraft. Ihre
Wirkung wird klimatisch begünstigt durch die typischen
heftigen Regengüsse der Alpensüdseite. Ihr sind Ab-
setzungen und Nachstürze zu verdanken, welche vor
allem das Gebiet im Bereich des Franaabsturzes betref-
fen. Für die größeren Bewegungen ist sie jedoch nur
letzter Anstoß, nicht Ursache. Die Vorbedingungen für
die Rutschungen sind Tektonik und Übertiefung, also
viel ältere landschaftsformende Elemente.

3. Abschätzung der Schuttmenge (Abb. 6)

Im Zusammenhang mit der Erosion der Rovana habe
ich darauf hingewiesen, daß seit dem Niedergang der
Rutschungen ungeheure Schuttmenen fortgeführt wor-
den seien. Ich habe nun versucht, die Gesamtmenge der
schon abtransportierten und der noch vorhandenen Lok-
kermassen wenigstens in der Größenordnung abzuschät-
zen. Dabei ging ich so vor: Im Isohypsenbild fällt die
große Einbuchtung bei Campo und die Gratlücke zwis-
chen Bombogno und Quadrellapaß auf. Im Vergleich
mit einem hypothetischen fluvialen Profil, das vor der
Rutschung existiert hätte, weist der Grat also hier, und
in kleinerem Maße auch bei Niva ein Defizit auf, das
ich auf den Niedergang der großen Rutschungen zurück-
führe. Ein Vergleich von Profil 4 mit den Profilen 5,
8 und 10, bei denen keine großen Rutschungen erfolgt
sind, stützt diese Annahme. Ich ergänze die Isohypsen
im Gebiet zwischen Sonnenberg, Matignellobach, Ro-
vana, Niva, Pian Croscio und Bombognograt zu dem
vermutlichen Bild vor der Rutschung, planimetrierte die
Fläche zwischen diesen hypothetischen und den heutigen
Kurven, und multiplizierte diese Grundfläche mit der
Aequidistanz. Dies ergibt einen ungefähren Wert der
fehlenden Felsmassen von über 1 Milliarde Kubikmeter.
Wenn ich nun einen durchschnittlichen jährlichen Ab-
transport von 100 000 m³ annehme, so hätte dieser
Schutt in rund 12 000 Jahren abgeschleppt werden könn-
en. Ferner muß man daran denken, daß die Rutschun-
gen interglazial niedergegangen sind, und daß also in
der Interglazial- und in der Würmeiszeit große Schutt-
menen abtransportiert worden sind. Außerdem war am
Ende und kurz nach der Eiszeit die Rutschbewegung
und damit die Erosion besonders kräftig. So komme
ich zum Schluß, daß die Erosion der Rovana postglazial

zeitweise völlig oder annähernd stillstand. Dies zeigt ja auch der heutige Zustand der Frana bei Cimalmotto, Piano und Niva. Die Fixierung der Rovana in der Felschlucht bei Secada hat eine Ruhepause hervorgerufen. Erst als das Bett tief genug war, begann talaufwärts die Erosionsarbeit von neuem. Das Auftauchen eines Stückes Felsenbett in der Gegend von «Frana E» zeigt, daß auch hier zeitweilig eine Stagnation des Schutttransportes erfolgt ist. Auch wissen wir aus der historischen Überlieferung, daß um 1818 der ganze Hang unter Campo bewaldet war, also vorher lange Ruhe geherrscht hatte.

So gelten die Erosionswerte nur zeitlich und räumlich begrenzt, wie ja die direkten Beobachtungen auch ergeben haben.

Außer dem «Defizit» habe ich auf ähnliche Art die heute noch vorhandenen Lockermassen abgeschätzt. Aus den Profilen 1 bis 10 erhalte ich den vermutlichen Verlauf des anstehenden Felsprofils, das ich als Isohypsenkarten darstelle. Durch Ausplanimetrieren der jeweiligen Differenzen zwischen Fels- und Oberflächenisohypse und Multiplizieren mit der Äquidistanz erhalte ich einen Annäherungswert der Schuttmassen, welche heute fast das gesamte für diese Abschätzung berücksichtigte Gebiet bedecken. Dieses Verfahren ergibt einen Wert von 850 Millionen Kubikmeter.

(HEIM schätzt die Lockermassen im engern Gebiet von Campo auf 150 Millionen Kubikmeter.)

Es ergibt sich also für die interglazialen Schuttrutschungen von Pianelli bis Niva eine Masse von rund 2 Milliarden $m^3 = 2 km^3$ (=Summe von Defizit und heutiger Lockermasse). Im Vergleich mit der Masse des Flimser Bergsturzes, die CADISCH (Vorlesung) mit 10—15 km^3 angibt, sind also die Lockermassen des Campotales noch bescheiden.

Zusammenfassung:

Defizit

Planimetrierte Fläche zwischen hypothetischen und heutigen Isohypsen = 5 881 250 m^2 . Äquidistanz = 200 m.

Kubikinhalt des «Defizites» = 1 176 250 000 m^3 =

Heutige Schuttmassen

Planimetrierte Fläche zwischen Oberflächen- und Felsgrundisohypsen = 8 437 500 m^2 . Äquidistanz = 100 m.

Kubikinhalt der heutigen Lockermassen = 843 750 000 Kubikmeter.

Total der seit dem letzten Interglazial verschobenen Massen = 2 020 000 000 m^3 .

B. Der heutige Lauf der Rovana und seine quartäre Entwicklung

1. Quellgebiet und hinterster Trog im Anstehenden

Ein Dutzend Quellbäche vereinigen sich im hintersten Talteil zum Rio Colobiasca. Die meisten von ihnen entspringen den mächtigen Schutthalden in der Höhe zwischen 2200 und 2400 m, welche den Fuß der steilen Karrückwände einhüllen. Sie fließen in wenig gekrümmtem Lauf über die obersten Karflächen und die Trogschultern und stürzen dann über die rund 300 m hohe Stufe hinab zum Trogboden.

Diese kleinen Bäche sind nur wenig eingeschnitten. Ihre Erosionskraft reichte nicht aus, um die Landschaft seit der letzten Vereisung tiefgreifend zu verändern.

Die kleinen Kerben zeigen übrigens oft das auch für das ganze Tal typische asymmetrische Querprofil, welches auf isoklinale Anlage zurückgeht. Die eine Flanke besteht aus sanft geneigten Schichtflächen, während die steile Gegenseite von den Schichtköpfen gebildet wird.

Auf einer Strecke von 1,5 km durchfließt nun der Rio Colobiasca das Reststück des PU-Troges, der als schön ausgebildetes U-Tal in die BE-Flächen eingetieft ist. Das kurze gerade Talstück besitzt einen 50 m breiten Talboden, der von beiden Seiten her durch Schutthalden etwas eingengt wird. Der Bach mäandriert bei 6,6 ‰ Gefälle.

Erst im vordersten Teil des Bodens hat er sich postglazial eingeschnitten. Er durchfließt die Stufe zum mit Schutt erhöhten LI-Boden in einer Kerbe von 5 bis 10 m Tiefe.

2. Talabschnitte im Lockermaterial

(Colobiascastufe bis Secadaschlucht)

Die folgenden 7 km ihres Laufes legt die Rovana in einem Bett zurück, das nie, oder doch nur einseitig und auf kurze Strecken, im anstehenden Fels liegt.

Der Rio Colobiasca im Bachschuttkegel

Zwischen der Colobiascastufe und der Mündung des Stufabaches wird die Rovana eingengt und nach NW gedrängt durch den weiter vorn beschriebenen Wildbachkegel. Durch große Schuttmassen muß sich die Rovana hier immer wieder ein neues Bett suchen, wenn das alte durch Hochwasser und Murgänge aus dem Schuttkegel verschüttet worden ist. Ein kurzes Stück besitzt sie hier links ein felsiges Ufer, doch das Bett selber liegt in Schutt.

Die Schotterebene Motto del Termine

Nach diesem wilden Teil tritt die Rovana in das ruhigste und gefällärmste Stück ihres Laufes ein. Sie verteilt sich je nach dem momentanen Wasserstand in 4 bis 8 Arme, welche über eine 300 m breite und 1 km lange Ebene mäandrieren. Bei tiefem Wasserstand versickert sämtliches Wasser der Rovana und der Seitenbäche schon W der Schweizer Grenze. Die vielen, zum Teil mit zwei bis drei Schotterterrassen von geringer Höhe, eingeschnittenen Läufe liegen dann trocken da. Erst kurz vor der Mündung des Matignellobachs tritt das Wasser in zehn bis zwölf Gießen wieder aus. Ich schätze die Schotter auf eine Mächtigkeit von 30 bis 40 m. Ihre Entstehung verdanken sie den Rutschmassen von Cimalmotto, durch welche hier ein mächtiger See aufgestaut wurde. Leider ist nirgends ein Einblick in ihre tiefen Teile möglich, die eine Seeablagerung verraten würden. Die aufgeschlossenen oberen Lagen sind durch Hochwasser über die Ebene ausgebreitet und mehrfach umgelagert worden. Sie weisen eine undeutliche Schichtung auf. Gröberes Material wechselt mit feinen Kieslagen. Eine sekundäre Stauwirkung üben die Sackung bei der Matignellomündung und der Schuttkegel ihr gegenüber aus. Der Druck der Sackungsmassen und eingeschwemmtes Feinmaterial aus ihnen vermindern hier die Durchlässigkeit der Schotter und veranlassen den Gießenaustritt. Anstehende Felsen sind hier auch an der engsten Stelle vor der Ebene keine aufgeschlossen. Erst hoch am Südhang tritt ob dem Schuttkegel die Felswand hervor. Die Schotterebene selber wird eingengt durch Schuttkegel, welche an der steilen S-Wand aus Klüften und

Kerben herauswachsen. Motto del Termine ist eine stille und friedliche Landschaft, durch welche die Bäche klar und ruhig in einem lichten Tannen- und Lärchenwald dahinplätschern. Auf den moosigen Lichtungen weidet im Frühling und Herbst das Vieh der Talbewohner. Talabwärts ändert sich der Charakter des Rovanalauftes auf eine eindruckliche und krasse Weise, besonders die Frana steht zu der stillen Landschaft im schroffsten Gegensatz.

Im Bergsturzschutt zwischen Matignello- und Sfillemündung

Während im Motto del Termine Schuttkegel und Blockschutt nur am Rande der Ebene liegen, windet sich die Rovana im nächsten Laufabschnitt in vielen Bögen zwischen Bergsturzhäufen und Schuttkegeln von rechts und vorrückenden Rutschungen von links durch.

Alle Teile, außer den Schutthalde, sind dicht bewaldet. Die Frana ist hier gegenwärtig ruhig. Die Bergsturzümmer und der Sackungshaufen von Matignello sind zu dunklen Waldkuppen geworden. Der heute recht stabile Lauf der Rovana in diesem Abschnitt ist jedoch deutlich das Ergebnis einer bewegten jüngsten Geschichte.

Die Frana von Cimalmotto bis Secada

Dieser Laufteil ist von großen aktuellen Verwüstungen geprägt. Mit einem mittleren Gefälle von fast 13 Prozent ist hier das Schuttbett der Erosion durch die Rovana am stärksten ausgesetzt.

Die jüngsten Veränderungen in diesem aktivsten Stück sind im vorhergehenden Kapitel ausführlich dargestellt worden.

3. Die Rovana im epigenetischen Felsenbett zwischen Secada und Niva (Abbildung 8)

Ganz unvermittelt tritt die Rovana aus der Franakerbe bei Secada in eine Schlucht im Anstehenden ein. Wie ein Riegel scheint sich die Felsterrasse, die der Fluß hier zerschneidet, quer durchs Tal zu ziehen. Doch bei genauer Betrachtung zeigt sich, daß die anstehende unterste Terrasse sich nach N, also hangwärts, senkt und unter den Lockermassen verschwindet. Nirgends in dem untersten, bewaldeten Franabogen, der die Schotterfläche von Secada umschließt, ist sonst anstehender Fels aufgeschlossen. Die Felsterrasse zeigt auf ihrer Oberfläche stark gerundete und überschiffene Formen. Ich betrachte sie als ein Stück des rechten Hangfußes des «Linescio»-Trog. Die ganze Sohle und die linke Flanke sind unter der Schuttrutschung begraben. Die rechte Flanke ist von hier aus bis in die Gegend von Niva aufgeschlossen und von der Rovana in einer 10 bis 15 m tiefen Felsenklamm durchschnitten. Nur bei der Arnaumündung hat das linke Ufer wieder 300 m weit die Form einer Frana (unterhalb Crosa), während das rechte Ufer durchgehend aus Fels besteht. Um den großen Schuttkegel gegenüber Niva beschreibt die Rovana einen Viertelkreisbogen nach NE. Hier verlieren die Felsufer rasch an Höhe. Dann fließt die Rovana wieder auf einer breiten Talsohle, nur 1 bis 2 m tief eingeschnitten.

Die Entstehung der Schlucht zwischen Secada und Niva kann nur als Epigenese infolge der Rutschung vom Bombognohang erklärt werden. Versuchen wir uns

den Vorgang anhand unserer Beobachtungen in der heutigen Frana vorzustellen:

Die Rovana wird ganz an den rechten Hang hinüber gedrängt. Hier schneidet sie sich neu ein, dem Hang entlang in die Lockermassen. Es entsteht eine Frana, ein offener Anriß im Schutt. Die Eintiefung wird durch Nachrutschungen, Schutttürze und Absetzungen verzögert.

Allmählich können Rutschung und Erosion ein vorläufiges Gleichgewicht erreichen. Der Franaabsturz beruhigt sich, die Vegetation bedeckt ihn in kurzer Zeit. Beispiele für diesen Zustand sind das heutige Rovanatal unter Cimalmotto und das Tal bei Campo um 1818. Neue kräftige Erosion kann hier alles wieder zerstören, da das Bachbett noch nicht in Fels eingeschnitten ist (Profil 3). Bergstürze vom rechten Steilhang drängen an einer andern Stelle die Rovana nach links und lassen ihn immer tiefer ins Schuttmaterial eindringen. Diesen Fall kennen wir von Campo (Profil 4).

Was kann nun zum Einschneiden eines Bettes im seitlichen Felshang führen? Ich sehe drei Möglichkeiten:

- Immer neu-nachrutschender Schutt hält die Rovana dauernd auf einer seitlichen Linie fest, so daß sie sich schließlich im Fels einschneidet.
- Das neue Bachbett befindet sich schon auf der flacheren Partie des Trogseitenhanges. Die Tiefenerosion im Felsen überflügelt die Seitenerosion im Schutt und schaltet diese aus.
- Tektonische Störungen begünstigen eine Neuanlage.

Ich glaube, daß in dem fraglichen Talstück alle drei Bedingungen abwechselnd oder gleichzeitig erfüllt worden sind.

Der Schluchtanfang liegt im Bereiche der großen Schwarzenbrunnen-Bombogno-Verwerfung. Das oberste Stücklein der Schlucht folgt in SE-Richtung genau der Hauptklufrichtung. Diese tektonische Störung erleichterte hier die S-Ablenkung der Rovana. Außerdem drängte der Schwemmkegel von Secada die Rovana nach S, wo sie sich das neue Felsbett schuf (Profil 5 und 6).

Bei San Carlo fand die Rovana im flacheren Hangteil, in den sie durch die Sackung gedrängt worden war, in einer Bruchzone des Systems WSW-ENE Erleichterungen zur Epigenese (Profil 7). Bei Niva war es wieder das ständige Nachrutschen, welches die Rovana zum sich Einschneiden zwang. Die Rutschung wird sich hier erst beruhigt haben, als die Epigenese gelungen und damit die Seitenerosion im Schutt gestoppt worden war. Die heute von Wiesen und Kastanien- und Buchenhainen überwachsenen Terrassenabstürze von Niva zeigen noch deutlich die scharfe Abbruchkante der einstigen Frana (Profil 9). Bei Crosa ist das Gleichgewicht noch nicht hergestellt, die Schuttmassen sind noch im Abgleiten begriffen und bilden am Fluß eine offene Frana.

Diese Neubildung eines Felsenprofils infolge des Verdrängens durch die Rutschung ist dem Fluß meist nicht auf den ersten Anstoß gelungen. Das zeigte schon die Beschreibung der Schlucht. «Mißlungene Versuche» sind ebenfalls die Felsterrassen und flachen Erosionsrinnen am rechten Ufer zwischen Arna- und Croppiamündung, wie auch das kurze Stück Bachbett im Anstehenden bei «Frana E».

Abschnitt 2 und 3 zusammenfassend, kann man also sagen, daß die Rovana von der Matignellomündung bis

nach Niva durch die Rutschungsmassen aus ihrem eigentlichen Felsbett verdrängt worden ist. Im Teilstück Matignello—Cimalmotto hat sie zwischen Bergsturz- und Rutschungstrümmern ein neues, ziemlich stabiles Bett gefunden. In der Frana erfährt sie beständig neue, kurzfristige Verschiebungen. Auf der Strecke Secada-Niva schließlich hat sie sich seitlich im Felsenhang eine neue Kerbe geschaffen.

4. Die Da-l'Ovi-Talsole und der epigenetische Durchbruch hinter Collinasca (Abb. 8)

Die Rovana fließt nach der Felsschlucht in einer breiten Talsole, nur 1 bis 2 Meter eingetieft in steilstehenden Felsschichten. Sie folgt hier einer markanten, geologisch-tektonisch bestimmten Linie. Das linke Ufer besteht aus hellen feinkörnigen Orsalia-Gneisen, während am rechten Rauhwacke aufgeschlossen ist.

Diese diente (GRÜTTER, Lit. 16) als tektonischer Gleithorizont. Knetgestein aus Rauhwacke und Quarziten und sandige Mulmzonen weisen darauf hin. Dieses Talstück ist genau isoklinal angelegt. Der Fluß folgt dem Streichen, wobei er auf den Gneisen gleitet und sich in die Rauhwacke eintieft. Daß diese Kerbe noch nicht tiefer ist, haben wir auf die Verhältnisse hinter Collinasca zurückzuführen. Dort wird das Tal wieder von einer mächtigen Sackung, der Masse von Cerentino, eingeengt (Profil 12). Dadurch ist die Rovana zu einer Epigenese veranlaßt worden. 500 m hinter der Mündung des Boscobaches dringt die Rutschung bis ins Bachbett vor. Die Rovana verläßt deshalb die Gneis-Rauhwacke-Grenze und gelangt in eine linsenförmig zwischen die Rauhwacken und eine Paragneiszone eingeschlossene Dolomitmasse, welche stark gefaltet und von Mylonitzonen begleitet ist. Dieser folgte sie wahrscheinlich einmal bis zur Bosco-Rovana, welche sie etwas unterhalb der heutigen Säge erreichte. Dann aber rückten die Schuttmassen weiter vor und versperrten den ganzen Einschnitt. Die Rovana wurde aufgestaut und begann, den Paragneisriegel in WE-Richtung zu durchschneiden. Die Stauung wird belegt durch mächtige Schotterterrassen bei Da l'Ovi, die auf das Niveau des Felsriegels auslaufen. Nach der kurzen und schmalen Schlucht tritt die Rovana wieder auf den breiteren Talboden heraus. Diese Epigenese scheint mir ein gutes Beispiel zu sein für das Zusammenwirken tektonisch-geologischer, hydrographischer und morphologischer Elemente.

5. Die zerschnittene Mündungsstufe der Rovana mit den epigenetischen Laufstücken bei Linescio (Abb. 8)

Von Collinasca zieht sich ein schmaler, aber deutlich glazial ausgeweiteter und überschliffener Trogboden mit einem Gefälle von rund 4 Prozent talauswärts bis außerhalb Linescio, wo er mit einer Stufe von 180 m nach Cevio-Rovana abstürzt.

Diese Sohle, ganz aus Orsaliagneisen bestehend, ist von der Rovana schon bis nach Collinasca hinein zerschnitten worden. Dabei ist die Stufe nicht steil geblieben und parallel verschoben, sondern fast auf die ganze Länge des Talstückes ausgedehnt worden. In der Schlucht hat die Rovana ein mittleres Gefälle von 9 bis 10 Prozent.

Gerade beim Dörflein Collinasca beginnt sich die Rovana mit treppenförmig absteigenden Kolken in den

harten Gneis einzutiefen. Bei dieser Arbeit wird der große Geschiebetrieb aus der Frana von Campo keine geringe Rolle spielen. Schon nach 600 m hat die Schlucht eine Tiefe von 40 m bei einer Breite von nur wenigen Metern. Bei einem Brücklein, das hier die Rovana überquert, berühren sich fast die beidseitigen Grasnarben, Bäume und Büsche beider Ufer bilden ein einziges Blätterdach. Beim Betreten des schmalen und kurzen Steges ist man überrascht, den Fluß 40 m unter sich rauschen zu hören.

Folgen wir der Kerbe, so fällt ein plötzlicher Wechsel in der Anlage auf. Während von Collinasca bis nach Linescio Bogen und Kurven den Weg der Schlucht zeichnen, wird der Grundriß bei Linescio ausgesprochen eckig und winklig. Mehrmals biegt die Rovana rechtwinklig ab und kehrt später mit einer neuen 90-Grad-Wendung zur alten Richtung zurück. Verfolgen wir die Geraden der kurzen Querstücke in die Hänge hinein weiter, so bemerken wir, daß sie sich als Wildbachrinnen und schutterfüllte Kerben fortsetzen. In einigen von ihnen sind Ruschel- und Mylonitzonen aufgeschlossen; Westlich Faidi sind zwei Runsen, in zwei Bachrinnen bei Linescio stark zerrüttete Felsen und $\frac{1}{2}$ bis 2 m dicke Mylonite. Auch die V-Kerbe N Linescio ist solchen Bruchzonen entlang ausgebrochen. Der E-Rand des Bergsturzes von Linescio 1949 liegt in der Fortsetzung des untersten Laufknickes.

Merkwürdig ist nun, daß sich diese Brüche erst in den tiefern Regionen der Schlucht bemerkbar machen. Wir haben gesehen, daß das erste Stück unterhalb Collinasca von ihnen kaum beeinflusst wird. Aber auch bei Linescio können wir feststellen, daß in einem früheren Eintiefungsstadium der Lauf weniger winklig angelegt war. Westlich Linescio steht in der Schlucht ein Felskopf (580 m), welcher im W, N und E von der Rovana umflossen wird. Doch auch an der Südseite zieht sich ein Einschnitt dahin, den ich als ehemaligen Rovanalauft betrachte. Er streicht genau in der Verlängerung des obern und des untern Schluchtstückes in SW-NE-Richtung. Seine höchste Stelle liegt in 550 m, besteht aber aus einem mächtigen Haufen Moränenschutt. Der höchste Punkt des anstehenden Trockenbettes wird etwa in 530 m liegen. Es mündet steil und mit einer 80 m hohen Stufe in die unterste Rovanaschluchtstrecke. Der Felskopf selber zeigt an seiner Oberfläche gerundete Felsbuckel und verstreutes Moränenmaterial.

Durch diese Beobachtung ist man gezwungen, die Anlage der ungewinkelten ersten Kerbe interglazial zu datieren. In der letzten Eiszeit ist der Einschnitt verstopft worden. Die Schmelzwasser und später die Rovana haben den Schutt nur zum Teil wieder ausgeräumt. Wo ihnen Verwerfungs- oder Bruchzonen einen leichteren Weg gewiesen haben, sind sie in eine neue Richtung abgebogen. Das nördliche neue W-E-Stück hat die Richtung der jungen Verwerfungen am Bombogno und an der Hintern Furgge. Die mächtigen senkrechten Wände zeigen nicht die beim Einkolken entstehenden muscheligen Formen. Sie sind glatte, durch Kluftsysteme bestimmte Flächen. Bei ihrer Entstehung spielten quartäre tektonische Verschiebungen eine mindestens ebenso große Rolle wie die fluviale Erosion. Sie schufen Spalten und Lockerschuttzonen, in denen die Rovana in der kurzen Zeit sich einen neuen Weg suchen konnte.

C. Die älteren Talanlagen und die Entwicklung des heutigen Entwässerungssystems

Eine Rekonstruktion der frühern Talanlagen in unserem Gebiet ist aus mehreren Gründen ziemlich problematisch:

- Die Felsformen sind in sehr großem Umfange von Schutt bedeckt oder selber verrutscht oder versackt.
- Die Lage von Terrassen wird oft von tektonischen Elementen bestimmt (asymmetrische Talquerschnitte, rückläufige Terrassen, außerdem zahlreiche Schichtrippen und Schichtkopfsimse).
- Das Gebiet ist sehr klein, erst bei einem größeren Überblick, vor allem auch über den Alpenfuß, wird es möglich sein, die großen Zusammenhänge herauszufinden.

Trotzdem habe ich versucht, aus meinen morphologischen Beobachtungen einige Angaben zur frühen Talgeschichte zu gewinnen. Der stark hypothetische Charakter der folgenden Ausführungen ist mir jedoch bewußt.

Mit Ausnahme des Talstückes Quadrella—Cerentino weisen alle Teile des Rovangebietes gut auseinanderzuhaltende Terrassensysteme auf, die ich in Anlehnung an LAUTENSACH und ANNAHEIM «Pettanetto»-(PE), «Bedretto»-(BE), «Pura»-(PU) System und nach zwei Ortschaften im Rovاناتal «Linescio»- und «Collinasca»-(LI, CO) System nenne.

Der Charakter des PE-Systems ist von LAUTENSACH, GYGAX, ANNAHEIM und andern Autoren eingehend beschrieben worden: Eine voll ausgereifte fluviale Talanlage mit breiten, flachen, stufenlosen Muldentälern. Ihre Reste sind in meinem Gebiet spärlich. Wasser- und Gletschererosion haben ihnen stark zugesetzt.

Die geringe Kammentwicklung und die durchgehenden PE-Terrassen in der Gegend von Bocchetta d'Alzasca sowie das deutlich nach E orientierte Gebiet der Alpe Cangello geben der Vermutung Raum, daß die PE-Talanlage noch nicht mit der heutigen übereinstimmt. Es könnte sich in dem erwähnten PE-Stück um den Rest eines Tales handeln, welches vom heutigen Karzirkus des Sfilletales, der ebenfalls nach E gerichtet ist, direkt in die Gegend der heutigen Alpe Alzasca geführt hätte. Dieser oberste Teil der Val Soladino liegt heute noch in der WE-Richtung, während der Unterlauf des Soladino nach NE-N umbiegt und winkelig die BE- und PU-Stufe des Maggiales durchschneidet. Die Höhenverhältnisse der heutigen Kämme zwischen den südlichen Seitentälern der Rovana lassen eine solche Annahme ohne weiteres zu. Sie stimmt übrigens überein mit Vergeletto-Entwässerung über den Passo della Bassa und Onsernone-Abfluß durch Val Noca, welche CANALE (Lit. 8) postuliert. Die Wasserscheide zwischen diesem Ur-Soladino und dem Ur-Ribo würde also ungefähr der Linie der heutigen Gipfel Porcarescio, Rosso di Ribbia, Molinera und Cramalina folgen. Dementsprechend würde die Ur-Rovana in ihrem Oberlauf nördlicher, im Unterlauf E Niva aber südlicher verlaufen und S von P. Sascola in den heutigen Kessel der A. Sascola hinüberführen, während der Ur-Boscobach ungefähr den heutigen Weg einschlagen würde, vielleicht ohne die Knickung bei Corino und Collinasca.

Dieses Ur-Fluß-System ließe sich durch die besondere Lage im Deckengebäude der Tessiner Alpen erklären. Da es gerade an die Firstlinie der in Gedanken ergänzten Deckenreste anschließt, weisen die höhern Elemente noch nicht das allgemeine SE-Fallen auf. Sie fallen infolge der Maggia-Axendepression gegen E ein. So folgen die Urflüsse dieser Gegend dem größten Gefälle und münden parallel zueinander in die Ur-Maggia ein, die als Quertal der Depression folgt. Das Boscotal zwischen Bosco und Corino folgt noch heute ziemlich genau der Fallrichtung, hat also die ursprüngliche Richtung beibehalten.

Erst in tieferen Schichten im Campotal, das weiter von der tektonischen Firstlinie liegt, macht sich neben dem Axialgefälle auch das Eintauchen der Decken gegen die Wurzelzone zu bemerkbar. (Diese Verhältnisse werden durch GRÜTTERS N-S-Profile 3 bis 6 gut illustriert [Lit. 16]. Die höheren Elemente liegen waagrecht, während die Schichten immer mehr nach Süden einfallen, je tiefer das Tal eingeschnitten ist.) Die vorher symmetrischen Täler werden zu Isoklinaltälern.

Ihre Eintiefung folgt den Schichtflächen. So verschiebt sich vor allem die Rovana, die das größte Einzugsgebiet und damit die größte Erosionskraft hat, allmählich gegen Süden. Ihre südlichen Seitenbäche bekommen dadurch ein immer größeres Gefälle und gesteigerte Erosionskraft. (Ein Beispiel eines solchen Baches stellt heute der Orsaliettabach dar, der durch Rückwärtseinschneiden kräftig das Einzugsgebiet des Sascolabaches verkleinert.) Es gelingt ihnen, den Soladinobach an drei Stellen anzupfaffen, wobei tektonische Störungen in NW-SE-Richtung mithelfen. Sein Oberlauf mündet nun als Sfillebach, Zwischenstücke als Arnau- und Croppiabach in die Rovana. Diese wird ihrerseits durch einen südlichen Seitenbach der Boscovana abgeleitet und mündet nun gemeinsam mit ihr in die Maggia. Dabei wird vermutlich schon damals die Rauhwackenzone von Collinasca eine Rolle gespielt haben.

In dieser neuen Anordnung scheint sich das ebenfalls stark ausgereifte BE-System entwickelt zu haben. Heutige BE-Reste sind die mächtigen Troglplatten, welche infolge der isoklinalen Talanlage stark asymmetrisch ausgeprägt sind. Selbst in den kurzen Seitentälern, die immer noch stark gegen E bis NE gerichtet sind, ist stets die N-Hälfte der Troglplatte voll entwickelt, während die S-Hälfte in schmalen Gesimsen ausläuft. Von den Troglschultern ziehen sich, ebenfalls deutlicher am linken Hang, die Troglschultern talauswärts. Das BE-Talsystem greift bis fast an die Talenden des PE-Systems. Sein Relief war schon mehr gegliedert als das frühere. Vor allem waren die Täler durch höhere Gräte getrennt. Doch auch hier ist das Profil muldenförmig breit ausgeweitet, wobei infolge der isoklinalen Anlage die rechte Seite besonders beim Campotal steiler ist als die linke.

In die BE-Talböden schneidet ein neuer Erosionszyklus seine fluvialen, vorerst V-förmigen Kerben ein. Fluvial weniger ausgereift als PE- und BE-Tal, erfährt diese Talanlage, das PU-System, die eiszeitliche Eisüberflutung. Es wird durch Gletschererosion entscheidend mitgeformt. Durch glaziale Übertiefung der Haupttäler gegenüber den Seitentälern entstehen die Stufenmündungen der südlichen Seitenbäche, des Boscobaches und der Rovana selbst. Der Talboden wird troglförmig ausgeweitet, die Seitenhänge versteilt. Die BE-Formen erhalten dadurch ihre typische Lage oberhalb der Troglkante.

Die Gletscher überformen natürlich auch die BE- und PE-Reste.

Für die Altersbestimmung dieser älteren Talsysteme gibt unser kleines Gebiet wenig feste Anhaltspunkte. Es bleibt einer Arbeit im größeren Rahmen vorbehalten, hier weitere Klärung zu schaffen. Einzig für das PU-System scheinen mir morphologische Überlegungen eine gewisse Datierung zu ermöglichen: Dieses System ist das erste, welches deutliche Stufenmündungen aufweist. Diese Formen sind als glaziale Elemente erkannt worden. Also ist das PU-System das erste Talsystem, welches im Längsprofil vom Gletscher mitgeformt worden ist. Vom BE- und PE-System sind lediglich die Reste vom Eis umgestaltet worden, während das PU-Tal in seiner Anlage Glazialelemente zeigt. So muß also die fluviale Anlage des PU-Tales unmittelbar präglazial entstanden sein. Der PU-Trog wird also durch die ersten Vereisungen geformt worden sein. Nach meiner Auffassung der jüngeren Talböden (im folgenden Abschnitt dargestellt) müßte er im Mindel-Riß-Interglazial durch eine neue Phase zerschnitten und in seinen vordern Talteilen außer Funktion gesetzt worden sein.

D. Die jüngeren Talböden und ihr Alter

1. Der LI-Boden und die Rutschung von Campo

Dieses System umfaßt den heutigen Talboden von Carentino bis Überab und von Collinasca bis Colobiasca sowie die tiefsten flachen Sohlen der drei südlichen Seitentäler.

Nun weist das Längsprofil der Rovana in seinem heutigen Verlauf bei Campo eine mächtige Steilstrecke auf, die im Boscotal kein Äquivalent besitzt. Diese Stufe, wie auch das ganze Bachbett von Colobiasca bis Secada, liegen in Lockerschutt. Für die Felsenschlucht von Secada bis Niva zeigte ich, daß sie nachträglich seitlich in den Troghang eingeschnitten worden sein muß. So stellt sich nun die Frage nach dem wirklichen Verlauf des LI-Trogbodens. Er ist auf der genannten Strecke bestimmt nirgends aufgeschlossen. Alle anstehenden Laufstücke stellen Teile des rechten untern Troghanges dar, geben also über das Längsprofil des LI-Bodens keinen Aufschluß.

In den Profilen 1 bis 12 habe ich nun den vermuteten Verlauf der anstehenden Talsohle eingezeichnet. Dabei überlege ich folgendes:

- Der Mächtigkeit der Franaanrisse muß die Mächtigkeit des Schuttes entsprechen.
- Die Form des Hintergehanges muß berücksichtigt werden (Anstehend, versackte Schichten, Rutschungsformen. Wo oben viel fehlt, wird unten auch mehr Schutt vorhanden sein.)
- Dem Bachbett entlang müssen alle anstehenden Stellen und ihre Lage berücksichtigt werden.
- Der Trogquerschnitt der besser erhaltenen Teile (Profile 5, 11) kann auf die stark verschütteten Teile (Profil 3, 4, 8, 9, 11) teilweise übertragen werden.
- Dabei muß die besondere Lage einzelner Profile bedacht werden (Ausweitung durch Sfilie-, Arnau- und Croppiagletscher bei Profil 3, 8, 9).

Damit erhalte ich endlich den vermutlichen LI-Talboden, den ich im Längsprofil (Abb. 5) eingetragen habe.

(Ich benütze diese hypothetischen Profile auch für die Abschätzung der Lockerschuttmengen bei Campo, Abbildung 6).

Es zeigt sich, daß die Stufe bei Campo nur im Lockerschutt vorhanden ist und eben durch die Rutschungen zustande kommt (eine gewisse Verteilung könnte möglicherweise als Konfluenzstufe gedeutet werden).

Es handelt sich hier jedoch sicher nicht um das Ende eines neuen Erosionszyklus. So komme ich dazu, den Talboden bis zur Colobiascastufe dem LI-System zuzuweisen.

Da nun das Alter der Rutschungen als interglazial feststeht, muß der LI-Boden durch die vorausgehende Eiszeit geschaffen und in der ihr vorausgehenden Interglazialzeit fluvial vorbereitet worden sein. Wenn also die Rutschung im Riß-Würm-Interglazial niedergegangen ist, so muß der LI-Boden dem Rißtrog entsprechen und aus einer Mindel-Riß-Fluvialanlage hervorgegangen sein. Da das LI-System stark entwickelt ist, bis weit in die Talwurzeln hineinreicht und gegenüber dem PU-System eine Tieferlegung der Talsohle um 250 bis 350 m zu bewältigen hatte, wäre die Mindel-Riß-Fluvialzeit als längstes Interglazial geeignet für seine Eintiefung. Ferner ist die große Riß-Vereisung für die Beckenbildung im Campotal und damit für die Rutschungen eine gute Voraussetzung.

2. Der CO-Boden und die Epigenese von Linescio

Der CO-Boden erscheint als unterste trogförmige Verflachung nur im Talteil Collinasca-Cevio 50 bis 100 m tiefer als die LI-Sohle (in den Seitentälern sind nur Spuren vorhanden). In ihm eingeschnitten ist die Rovana-kerbe mit den epigenetisch entstandenen Winkelzügen bei Linescio. Wir haben gesehen, daß die erste Kerbe interglazial entstanden sein muß, da sie durch Moränen verstopft ist. Ich sehe die Entwicklung hier wie folgt:

Der Fluß zerschneidet in der Riß-Würm-Interglazialzeit den LI-Boden, besonders vorerst im Bereich der Stufenmündungen. Die relativ kurze Zwischeneiszeit gestattet keine reife Ausbildung eines fluvialen Systems. Die Würm-Vergletscherung überflutet ein Relief, welches dem heutigen sehr ähnlich sieht: Trogförmig erweiterte Talböden, die im Talkopf und an den Seitenhängen treppenförmig von älteren Böden überhöht werden und zerschnittene Mündungsstufen der Seitentäler.

Der Würmgletscher findet auch das riesige Schuttdepot der Campo-Rutschung bereits vor. Daß er diese Trümmer nicht vollständig ausgeräumt hat, mag verschiedene Gründe haben: Geringes Gefälle des Rovanagletschers infolge der Stauung vom Maggital her, Schwellenwirkung der Schuttmassen (Stauung des Gletschers, Verringerung der Eishöhe auf den Massen).

Dennoch wird der abgeschleppte Schutt genügt haben, um die angefangene Schlucht bei Linescio vollständig zu verstopfen. So kann der Würmgletscher nur die obersten Wandteile der Schlucht angreifen und den heutigen kleinen CO-Trog in den LI-Boden eintiefen.

Postglazial räumt die Rovana den Schutt aus der alten Kerbe nur teilweise aus und schafft bei Linescio die neue, winklige Schlucht, wobei ihr die quartären Verwerfungen den Weg vorzeichnen. Damit ist auch für diese jüngsten tektonischen Verschiebungen das Alter festgelegt. Beginn: Riß-Würm Interglazial und Ausklingen postglazial.

E. Zeittabelle zur Morphogenese

(siehe auch Abb. 4 unten)

1. Tertiäre Genese

Vorgänger des PE-Systems	Alt-Miozän
PE-Talanlage	FELS: Alt-Miozän BECK: Miozän MACHATSCHEK: Mittel-Jung-Miozän LAUTENSACH: Pliozän
BE-Talanlage	BECK, LAUTENSACH, GYGAX: Präglaziopliozän

2. Das Sobrio-(PU-)System

PU-Fluvialanlage	Präglazial (BECK: Pliozän ANNAHEIM: Präglazial GYGAX: Mindel-Riß-Interglazial)
PU-Glazialtrog	Mindeltrog (ANNAHEIM: Mindeltrog GYGAX: Rißtrog)

3. Quartäre Genese

(Präglazial	Fluviale Ausbildung des PU-Systems)
Günz-Eiszeit	Auf der Alpensüdseite keine Günz-Schotter! (Mündliche Mitteilung von Herrn Prof. GYGAX). Frage der Existenz dieser Eiszeit unangeklärt.
G-M-Interglazial	
Mindel-Eiszeit	Übertiefung setzt ein (Stufenmündungen, Trogbildung) = glaziale Form des PU-Systems.

M-R-Interglazial	LI-System fluvial ausgebildet.
Riß-Eiszeit	LI-Trog ausgeweitet. Beckenbildung bei Campo, Niva, Cerentino (Unterschneiden der Hänge). Stufen vergrößert.
R-W-Interglazial	Neubelebung tektonischer Bewegungen, E-W-Verwerfungen, Rutschungen im Campotal. Bergsturz von Bosco. Schotter bei Motto del Termine und Bosco. Stufenmündungen zerschnitten. Erste Franaschlucht der Rovana, Scherbewegungen in den Schuttmassen.
Würm-Eiszeit	CO-Boden durch Glazialerosion geschaffen. Alte Tröge vertieft, Stufen vergrößert. Quadrellapaß und Schuttmassen überflutet. Schlucht bei Linescio verstopft. Glaziale Glättung und Moränenschleier auf den Schuttmassen.
Postglazial	Ausräumen der Schuttmassen und Weitererosion in der Mündungsschlucht. Epigenese bei Linescio (Wirksamkeit der Brüche und Verwerfungen). Franaschlucht. Epigenesen bei Secada und Collinasca infolge der Rutschung. Periodisches Wiederaufleben der Rutschungen, besonders kräftig am Ende der Eiszeit: Zerschierung, Überinanderschieben, allmähliche Zerrüttung, Schuttanhäufung im ganzen Talgebiet durch Solifluktion, Murgänge, Steinschlag, Bergsturz, Lawinen und Aufschotterung. Fluviale Erosion. Besiedelung und Eingriffe der Menschen in die Landschaft.

III. ZUSAMMENSTELLUNG DER ERGEBNISSE DES MORPHOLOGISCHEN TEILS

1. Das Felsrelief ist stark zerstört und verschüttet durch quartäre Schuttbildungen. (Die Einzelformen sind in der morphologischen Karte, Abb. 3, dargestellt.)
2. Trotzdem lassen sich, hauptsächlich in den Talenden und in den Seitentälern, drei tertiäre Talsysteme und zwei quartäre Tröge mit einiger Sicherheit rekonstruieren.
3. Einflüsse der Tektonik und der Lithologie lassen sich in vielen heutigen Formen nachweisen:
 - Schichtfallen und Bankung:
 - Erste Talanlage
 - Isoklinale Anlage
 - Form von Terrassen
 - Schichtrippen

- Klüfte, Mylonit- und Ruschelzonen, Verwerfungen:
 - Zerrüttung des Felsens
 - Gratlücken
 - Erleichterung der Gletschererosion = Seen und Pässe
 - Erleichterung der Fluvialerosion = Schluchten, Epigenesen
 - Bergstürze vorbereiten und auslösen
 - Felsrutschungen vorbereiten, auslösen und zerschern.
- Gesteinscharakter:
 - Selektive Fluvialerosion (Talstücke in Marmor- oder Rauhwackenzügen)
 - Selektive Glazialerosion (Seebecken in weichen Gneisen)
 - Begünstigung von Bergstürzen und Rutschungen

4. Die Felsrutschungen von Campö sind sehr komplexer Natur. Die heutigen Bewegungen sind schwache Nachklänge prähistorischer Vorgänge: Rutschen ganzer Komplexe entlang von Scherflächen, welche zum Teil mit Verwerfungen des Untergrundes zusammenhängen.

Übereinanderschieben von hintereinanderliegenden Massen. Nachrutschen höher gelegener Teile mit bestimmten Phasenverschiebungen.

Bewegungsrichtung: Primär durch Schichtfallen, sekundär durch seitliche Abrißfläche am Bombogno bestimmt.

Absetzbewegungen randlicher Terrassenteile infolge von Unterspülung und Durchnässung.

Oberflächliche Schuttnachschübe (besonders durch Solifluktion am Ende der Eiszeit), Schuttmassen auch durch ungleiche Bewegung der Rutschungsteile vorgeschoben.

Ursachen: Trümmerhabitus der Bombognogesteine. Zerrüttung durch alte Bruchsysteme und Verwerfungen.

Isoklinale Anlage, Abrutschen auf Schichtflächen.

Unterschneidung durch Fluvial- und Glazialerosion.

Spüren quartärer Verwerfungen.

Alter: Interglazial (Riß-Würm).

Die Schuttmassen liegen auf dem Riß-trogboden (LI) und sind mit Moränenmaterial überzogen.

Menge: Total abgerutschte Masse ca 2 km³.
Heute noch vorhandene Schuttmenge ca. 850 Millionen m³.

5. Wechselspiel zwischen Erosion der Rovana und neuen Zerstörungen der Campo- und Cimalmottoterrassen:

Vorgänge: Tiefen- und Seitenerosion.

Abtransport großer Schuttmassen.

Bildung von Schutthalden durch Abbröckeln der Terrassenabbrüche.

Setzbewegungen randnaher Terrassenteile.

Nachrutschen ganzer Terrassenkomplexe, wenn die Erosion Platz geschaffen hat.

Erosionsbeträge: Zusammenstellung S. 23.

Die Erosion reaktiviert die Rutschbewegungen, indem sie den stützenden Fuß der Frana schmälert. Ohne diese Schmälierung haben selbst sehr nasse Jahre keine zerstörende Wirkung.

Umgekehrt liefern die Rutschbewegungen neues Material für die Erosion.

Erst, wenn der Schutttransport stillgelegt wird, kann sich der Franaabsturz beruhigen und bewalden, und die Rutschung kommt endgültig zur Ruhe. Dies ist heute schon überall dort der Fall, wo die Rovana in einem festen Felsenbett fließt (Secada, Niva). Bei Cimalmotto ist die Fixierung nur vorübergehend. Hier und bei Campo kann nur eine künstliche Verbauung oder eine Umleitung der Rovana die Rutschmassen definitiv stabilisieren.

HYDROLOGIE

I. EINLEITUNG

A. Ziel des hydrologischen Teiles

Im morphologischen Teil meiner Arbeit versuchte ich, ein Bild der Oberflächenformen der Rovana-täler und ihrer Geschichte zu entwerfen.

In diesem zweiten, hydrologischen Teil sollen nun einige klimatische und gewässerkundliche Züge dieser Tessiner Landschaft herausgearbeitet werden. Die Morphologie stützt sich zum größten Teil auf die direkte Beobachtung im Gelände. Für die Hydrologie sind wir auf spezielle Meßgeräte angewiesen. Es mußte ein Netz von Stationen errichtet werden, deren Messungen es nun erlauben, Einblicke in den Wasserhaushalt zu gewinnen. Da jedoch die meisten Resultate nur einen recht engen Ausschnitt des Geschehens wiedergeben, kann oft die direkte Beobachtung bei der Interpretation der Zahlenwerte gute Dienste leisten.

In einem ersten Abschnitt sollen die Niederschläge untersucht werden in bezug auf ihre räumliche und zeitliche Verteilung, im zweiten Abschnitt soll der Verlauf der Abflüsse dargestellt werden. Der dritte Abschnitt schließlich befaßt sich mit Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß und versucht, für die Rovana-täler charakteristische Züge herauszuarbeiten.

B. Das hydrologische Jahr

Beim Studium der Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß wirkt sich der Jahresbeginn mitten im Winter lästig aus. Die Schneefälle der Monate Oktober bis Dezember beeinflussen deutlich die Abflüsse der Monate Mai bis Juli des folgenden Jahres.

Deshalb wählen wir für unsere hydrologischen Betrachtungen das Datum des Jahreswechsels so, daß nach Möglichkeit die Schneefälle und die Abflüsse, die sie verursachen, im selben Jahresintervall liegen.

Es zeigte sich, daß der 1. Oktober dazu das geeignete Datum ist. Im Oktober fällt der erste Schnee, der nicht mehr wegschmilzt und so erst im Frühling zum Abfluß kommt.

Die folgende Zusammenstellung der mittleren Zahl der Schneetage in Bosco von 1901 bis 1940 (UTTINGER, Annalen 1945, Anhang 6) zeigt dies deutlich (1510 m): Mittlere Zahl der Schneetage in Bosco (1901 bis 1940):

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
9,6	9,0	10,8	9,7	3,6	0,3	0	0	0,1	2,9	7,7	10,5

Bei den nachfolgenden Untersuchungen beginnt das «hydrologische Jahr» also immer am 1. Oktober. Die Jahreswerte umfassen die Monate Oktober bis Dezember und Januar bis September des nachfolgenden Jahres.

II. NIEDERSCHLÄGE

A. Geräte zur Niederschlagsmessung

Zum Messen der Niederschläge verwenden wir im Gebiet der Rovanatäler drei verschiedene Typen von Geräten:

1. Jahres-Totalisatoren (Maurer-Billwiller). Diese nehmen den gesamten Niederschlag eines Jahres auf. Da die Auffangfläche genau ein Zehntel des Querschnittes des Sammelgefäßes ist, wird die Niederschlagshöhe im Sammler auf einen Zehntel reduziert. Damit die Sammler auch bei hoher Schneedecke nicht zugedeckt werden, stehen sie auf 2 bis 3 m hohen Rohrträgern. Um auch bei Wind ein brauchbares Resultat zu erhalten, sind sie mit einem trichterförmigen Windschutzring versehen.

Jährlich muß jeder Apparat mit 8 kg Chlorkalzium als Gefrierschutz und Vaselineöl als Verdunstungsschutz beschickt werden.

Die Hauptablesung nach dem Abstichverfahren erfolgt jeweils auf 1. Oktober, dem Beginn des hydrologischen Jahres.

2. Einfache, gerade Niederschlagsmesser ohne Windschutz, für monatliche Werte. Diese Regensammler werden monatlich nach dem Abstichverfahren abgelesen, jener von Campo täglich.

Nach jeder Messung werden sie teilweise entleert und mit einer neuen Schicht Vaselineöl versehen. In den Wintermonaten erreichten wir durch Hinzufügen von 1 ½ kg Chlorkalzium als Gefrierschutz gute Ergebnisse.

3. Seit 1953 steht uns auch ein selbstschreibender Niederschlagsmesser mit eingebauter Heizung zur Verfügung.

Leider sind seine Aufzeichnungen in verschiedenen Abschnitten der Beobachtungsjahre lückenhaft. Trotzdem leisten sie bei der Ermittlung der Monatswerte in Kombination mit den täglichen Ablesungen im Niederschlagssammler gute Dienste. Bei der Betrachtung einzelner Regenperioden und Güsse sind die Registrierungen des Pluviographen unerlässlich.

B. Das Netz der Niederschlagsstationen

Unten sind die Stationen im Rovangebiet mit Standort, Meereshöhe und Betriebsbeginn zusammengestellt (siehe auch Abb. 13).

Im Einzugsgebiet von rund 100 km² (Abflußstationen Corino und Collinasca) bedienen wir 6 Totalisatoren, 11 kleine Regensammler und 1 Pluviographen. Außerdem stehen mir die Ergebnisse dreier Totalisatoren der Tessiner Forstdirektion (Quadrella, Campo, Sfilie) und die Niederschlagsmessungen von Cevio und Bosco der Meteorologischen Zentralanstalt zur Verfügung (Lit. 35). So weist unser Gebiet von 100 km² ein Netz von 22 Stationen auf. Bei einer mittleren Gebietshöhe von 1895 m (höchster Punkt 2864 m Wandfluhhorn, tiefster Punkt 418 m Cevio) verteilen sich die Stationen auf Höhen zwischen 418 m (Cevio) und 2330 m (Wolfsstafel) und geben so auch in der Höhe einen guten Querschnitt durch die Niederschlagsverhältnisse.

Die Jahreswerte der einzelnen Stationen sind in Tabelle 6 zusammengestellt.

Regenmesser im Gebiet der Rovanatäler

T = Totalisator

R = kleiner Regensammler

Bezeichnung	Standort	Meereshöhe	Datum der Aufstellung oder Besitzer
T Großalp	Alpsiedlung W Bosco	1900	Sommer 1948
T Wolfstafel	See N Wolfstafel	2330	September 1950
T Pian Croscio	NE-Grat der Bombognokette	1940	September 1950
T Cravairola	Pkt. 1847 auf A. Cravairola	1850	August 1951
T Lago	Grat zwischen Sfilie- und Arnautal	2160	September 1950
T Corte di Cevio	Alp im Croppiatal S Niva	1300	August 1951
T Campo	Hinter der Kirche Campo	1380	Tessiner Forstdirektion
T Quadrella	Alpe Quadrella di fuori	1810	
T Sfilie	Alp im Sfilletal S Cimalmotto	1623	
Pluviograph	Campo Villaggio	1280	Mai 1953
R Campo Stazione	Campo Villaggio	1280	August 1954
R Campo 1400	N Campo	1400	Herbst 1951
R Cte Nuovo	Blockstrom im Wald NE Cte. Nuovo	1580	August 1951
R Cimalmotto	Waldrand NW Cimalmotto	1520	Herbst 1951
R Traversa	Matignellobach-Einmündung	1350	August 1951
R Frana oben	Oberrand des W Franateils	1320	August 1951
R Frana unten	W-Rand der Frana, an der Rovana	1220	August 1951
R Piano	W Piano am Weg nach Secada	1200	September 1954
R Secada	Schuttkegelterrasse SW Secada	1040	August 1951
R Cerentino	Pfarrhausgarten Cerentino	1050	Sommer 1949
R Collinasca	Post Collinasca	760	Sommer 1949
R Bosco-Gurin	Dorf Bosco	1510	Meteorologische
R Cevio	S Station FRT Cevio	418	Zentralanstalt

C. Schwierigkeiten und Schäden

Auf die Problematik der Niederschlagsmessung in Gebirgsgegenden weist REIST in seiner Arbeit über das Bavonatal ausführlich hin. Auch in meinem Gebiet waren die Messungen außer den gewöhnlichen Fehlerquellen (Lücken im Netz, Meßfehler, Windeinfluß) manchem Unfall ausgesetzt. Der schneereiche Winter 1950/51 beschädigte den Windschutz dreier Totalisatoren so, daß er ersetzt werden mußte (Großalp, Wolfstafel, Lago). Der T Lago mußte sogar neu gesetzt werden, da die Schneedecke sich von dem kleinen Hang oberhalb der Station gelöst und die Stangen verbogen und zerbrochen hatte.

Der R Frana unten mußte wegen Abrutschgefahr 1956 an eine sichere Stelle versetzt werden. Immer wieder mußten wir auch erleben, daß unverständige Hirten, Kinder und Feriengäste die kleinen Sammler mutwillig entleerten oder als Ziel für Steinwürfe benützten. Trotzdem die Bevölkerung uns immer sehr freundlich und hilfreich beistand, gelang es eben nicht, alle über die Bedeutung der «Blechbüchsen» aufzuklären. Einmal griff auch der Holzwurm störend ein, indem er innerhalb eines Monats drei Pfähle von kleinen Sammlern zum Umstürzen brachte.

Durch diese unliebsamen Zwischenfälle fiel jeweils eine Meßperiode aus, und das Resultat mußte aus den benachbarten Werten so gut als möglich interpoliert werden.

D. Ergebnisse der Niederschlagsmessungen

1. Die Meßergebnisse der einzelnen Stationen, räumliche Verteilung der Niederschläge

a) Abhängigkeit von der Meereshöhe

Beim Überblicken der Jahres-Niederschlagshöhen der einzelnen Stationen (Tabelle 6) fällt auf, daß zwischen Meereshöhe und Niederschlagsmenge ein Zusammenhang besteht. Tiefergelegene Stationen weisen im allgemeinen niedrigere Werte auf als die hochgelegenen. Diese Abhängigkeit zeigte sich auch mit aller Deutlichkeit, als ich die Niederschlagskarten zeichnete: Die Isohyeten gleichen in ihrem Verlauf gelegentlich sehr stark den topographischen Höhenkurven. Die einzelnen Stationswerte zwingen dem Zeichner einen solchen Kurvenverlauf auf (Abb. 14).

Ich stelle die Abhängigkeit der Niederschlags- von der Meereshöhe graphisch dar, indem ich die beiden Größen als Koordinaten wähle. In Abb. 10 sind die entsprechenden Kurven dargestellt für das niederschlagsreichste Jahr 1950/51, für ein trockenes Jahr 1956/57 und für die Mittelwerte 1948/49 — 1956/57. Alle drei Linien zeigen als Ganzes ein Ansteigen der Niederschläge mit zunehmender Höhe. Krasse Ausnahmen bilden die Punkte A, B und C, welche den Werten von Pian Crosio, Wolfstafel und Corte di Cevio entsprechen.

b) Windverhältnisse, die zu Niederschlägen führen

Wenn wir uns die Windverhältnisse vorstellen, welche hier zu Niederschlägen führen, so wird uns diese Verteilung der Niederschläge klar. Auch die Ausnahmen A, B und C werden verständlich. Es würde zu weit führen,

die Wetterlagen genau zu analysieren. Ich beschränke mich auf die einfache Beschreibung der Winde und unterscheide drei Fälle, welche in der Rovanaegend zu Niederschlägen führen:

- Westwind,
- Lokale Wärmegewitter,
- Südwind.

Westwind

Wenn über Mitteleuropa ein ausgeprägtes Tiefdruckgebiet liegt, bringen starke Westwinde feuchte atlantische Luft und damit Niederschläge, vor allem für die Alpen-nordseite. Sehr oft erstreckt sich aber das Niederschlagsgebiet über die ganze Schweiz. Im obern Tessingebiet herrscht dann Regenwetter mit lang anhaltenden leichten Niederschlägen, die sich gleichmäßig über das ganze Gebiet verteilen.

Gelegentlich kann eine solche Westwindlage noch den obersten Talteilen Regen bringen, während im Seengebiet sonniges Wetter mit leichter Bewölkung herrscht. Ich erlebte es mehrmals, daß ich unter einem Nebelvorhang aus dem Regen in sonnige südlichere Gegenden hinaus-blicken mußte.

Lokale Wärmegewitter

An heißen Sommertagen entstehen an den Südhängen des Bombogno und des Strahlbann starke Aufwindströmungen. Feucht-heiße Luft wird aus dem Talraum nachgezogen. An den Gipfeln und Gräten entstehen Cumuluswolken, die sich in den höhern Luftschichten zum Teil wieder auflösen. Bei Nordwind entsteht ein kreislaufartiges Spiel: Aufsteigende Wolken werden oberhalb des Grates nach Süden gerissen und verschwinden bald vollständig. Wenn keine hohe Nordströmung vorhanden ist, kann sich am Nachmittag ein lokales Gewitter entladen.

Am 26. Juli 1953 konnte ich dieses Wolkenspiel beobachten. Um 16 Uhr fand es seinen Abschluß in einem kurzen, heftigen Gewitter. Am Morgen des 27. war neuerdings strahlendes Wetter, der Nachmittag brachte wieder ein Gewitter.

Südwind (Südstaulage)

Doch die typischen ungleichmäßigen und starken Niederschläge fallen bei Südwind. Tiefdruckgebiete über NW-Europa führen heiße und feuchte tropische Luftmassen von S heran, während von W her gleichzeitig meist ozeanische Kaltluft über die Alpen einströmt. Dies führt zu den bekannten siniflutartigen Regengüssen der Alpensüdseite. Auf der Alpennordseite kann gleichzeitig klares Föhnwetter herrschen.

(THAMS beschreibt im Zusammenhang mit den Hochwassern vom August und November 1951 diese typische Wetterlage, Lit. 41.)

Ich beobachtete oft den Beginn solcher Störungen in den Rovanaälern. Zuerst ziehen hohe Wolkendecken von Süden nach Norden, ein klares Schlechtwetterzeichen der Region (Wetterregel in Campo: Fahren die Wolken nach Bosco, so gibt's Regen. Entsprechend umgeformt auch in Bosco geläufig.) Allmählich ergreift die S-N-Strömung auch die tieferen Luftschichten. In Bodennähe folgen die Winde immer mehr dem Talverlauf. So biegt der Südwind lokal in E-W-, ja sogar in NE-SW-Richtung um. Die Kondensation beginnt in den

tieften Talkerben. Zuerst schleichend, dann in großer Geschwindigkeit kriechen Nebelfetzen den Hängen entlang talaufwärts. Vorhangartig verschließt sich die Aussicht auf den Talausgang. Wenn die Hauptmasse des Nebels den Talhintergrund erreicht hat, beginnen die Niederschläge. Oft beobachtete ich ein wellenartiges Spiel zwischen Aufhellung, neuem Vorhangziehen und Niederschlag. Vermutlich hat jeweils die Kaltluft vorübergehend die Oberhand gewonnen, bis neue Warmluft von der Talsohle her eindrang und eine neue Sintflut brachte.

Diese S-Strömungen können in erstaunlich kurzer Zeit Regen bringen. Im Sommer 1954 beobachtete ich z.B., wie strahlend klares Wetter innert dreier Stunden, vom Auftauchen des ersten Kriechnebels an gemessen, in trübes, heftiges Regenwetter umschlug.

e) Lokale Unterschiede der Niederschlagsmengen

Dieses schleichende, der Topographie folgende Eindringen der tropischen Luft bewirkt zum Teil die großen Unterschiede der Niederschlagsmenge innerhalb unseres Gebietes.

Klar wird der Einfluß der Meereshöhe: Je höher die feuchtwarme Luft steigt, um so mehr wird sie abgekühlt. Es handelt sich um ausgesprochenen Stauregen. Dabei wirkt sich die asymmetrische (isoklinale) Talanlage auf die Niederschlagsverteilung aus. Die steile S-Flanke der Täler staut stärker als der flachere N-Hang. So liegt die regenärmste Zone immer etwas nach N verschoben in den Tälern (Niederschlagskarte Abb. 14).

Es sind nun noch einige Stationen zu betrachten, welche von dieser allgemeinen Regel deutliche Ausnahmen bilden: A = Pian Croscio, B = Wolfstafel (relativ wenig), C = Corte di Cevio (relativ viel). (Abb. 10.)

Pian Croscio (A) liegt auf dem NE-Ausläufer des Bombognogrates N des Passo Pian Croscio. Die relativ geringen Niederschläge an dieser Stelle fallen in trockenen und feuchten Jahren auf. Schuld daran ist die topographische Lage. Die Station liegt hinter dem östlichsten Gipfel des Bombognogrates, Punkt 1934,3. Dieser teilt die Südluftströmung in einen Campo- und einen Boscoteil, die erst weiter im Talhintergrund stärker aufgestaut werden. So liegt die Station in einer «Schattenzone» der Südwindregen. Andererseits steht der Totalisator auf dem Grat ziemlich exponiert für Westwinde. Das niedrige Resultat ist sicher zum Teil auf Meßfehler infolge starker Verwehung bei Westniederschlägen zurückzuführen (Schnee!).

Wolfstafel (B) weist im Mittel relativ niedrige Regemengen auf, während 1950/51 hier das bisher höchste Jahresresultat von 360 cm gemessen wurde. Die hohen Werte dieses Jahres gehen auf lauter starke Südniederschläge zurück (Februar und August!). Diese scheinen sich im Wolfstafelgebiet normal auszuwirken: Stauung, Zunahme der Niederschläge mit zunehmender Höhe. Jedoch liegt die Gegend im Westwindsschatten der hohen Mauer Wandfluhhorn—Strahlbann. Dies dürfte die niedrigen Werte von 1951/52, 52/53, 54/55 und 56/57 erklären. Die Werte von Wolfstafel scheinen mir also in Ordnung zu sein, während ich die Zuverlässigkeit der niedrigeren Pian-Croscio-Messungen eher etwas bezweifle.

Corte di Cevio (C) weist durchwegs im Vergleich mit den anderen Stationen in bezug auf seine Höhe (1300 m) recht große Beträge aus. (In der Kurve der

Mittelwerte, Abb. 10, ist Corte di Cevio (C) nur gestrichelt angefügt, da er erst seit dem hydrologischen Jahr 1951/52 funktioniert. Trotzdem also sein Mittelwert ohne den außerordentlich hohen Betrag von 1950/51 errechnet worden ist, liegt er sehr hoch.) Hier scheint die Regel der Abhängigkeit von der Höhe nicht zu stimmen. (s. Lit. 50, 51, 62)

Wieder zeigt die direkte Beobachtung hier die Lösung. Häufig konnte ich von Campo aus sehen, wie sich die einschleichenden Nebel bei Niva am Eingang des Croppiales, in dem Corte di Cevio liegt, lange stauten, bevor sie bis nach Campo weitergelangten. Es regnete dann dort früher als in Campo. Ob der Grund dazu die Talbiegung oder bestimmte Wind- und Druckverhältnisse sind, kann ich nicht entscheiden.

Außerdem liegt die Station an einer Stelle, an der eindringende Luftmassen maximal gestaut werden. Ringsherum erheben sich die mächtigen Steilwände, mit denen die BE-Trogplatte der A. Croppia und A. Cangello abbrechen. Hier werden nicht nur die talaufwärts vordringenden Südluftmassen gestaut, sondern die Rosso-di-Ribbia-Cimeta-di-Cattogno-Kette bildet auch für die Westwinde ein stauendes Hindernis. So erhält Corte di Cevio reiche Niederschläge bei Süd- und bei Westwind.

d) Ozeanität

Diese «Spezialfälle» zeigen, daß es sich bei der Regel «Niederschläge = f (Höhe)» nicht um eine einfache Abhängigkeit handelt. Höhenlage, Temperatur- und Windverhältnisse des ganzen Untersuchungsgebietes spielen bei der Verteilung der Niederschläge eine maßgebende Rolle.

Diese Verhältnisse kommen zum Ausdruck in der Beziehung, die von GAMS (s. LUETSCHG: Hydrologie der Landschaft Davos, Lit. 34, S. 101) nachgewiesen worden ist: Die Abhängigkeit der Niederschlagsmenge von der Meereshöhe ist ihrerseits eine Funktion des Ozeanitätsgrades einer Gegend. Je ozeanischer das Klima eines Gebietes ist, um so größer, je kontinentaler es ist, um so kleiner wird die Niederschlagsmenge im Verhältnis zur Meereshöhe. Das Verhältnis Niederschlagsmenge zu Meereshöhe ist also ein Maß der Ozeanität, die GAMS

Jahres-N in mm
mit einem Winkel ω angibt, wobei $\text{tg } \omega = \frac{\text{Jahres-N in mm}}{\text{Meereshöhe in m}}$

Die folgende Tabelle gibt die Ozeanitätswinkel einiger Stationen sowie die Mittelwerte für das Campo- und das Boscotal an. Sie zeigt, daß Cevio das ozeanischste, Wolfstafel das kontinentalste Klima des Gebietes besitzt, daß die Ozeanität gegen den Talhintergrund zu abnimmt. Die Mittelwerte von rund 45° liegen erwartungsgemäß höher als die von LUETSCHG gefundenen Werte von 31° 17' und 28° 12' für die Landschaft Davos.

Die Ozeanitätswinkel einiger Stationen (berechnet aus dem Mittelwert der N-Höhen 1948/49 — 1956/57)

Cevio	75° 32'	Mittelwert Campotal	47° 44'
Collinasca	67°	Mittelwert Boscotal	45° 50'
Cerentino	59° 36'		
Corte di Cevio	59° 12'		
Campo	52° 59'		
Bosco-Gurin	50° 47'		
Großalp	47° 52'		
Pian Croscio	44° 42'		
Lago	44° 44'		
Wolfstafel	41° 04'		

e) Einfluß der Topographie auf die örtlichen Niederschläge

Die Betrachtung der ungleichen Niederschlagsverteilung hat aber auch gezeigt, daß die nähere Umgebung mit ihren Oberflächenformen wie auch die Orientierung und Gliederung des Untersuchungsgebietes einen Einfluß auf die Niederschläge ausüben.

Um solche Unterschiede im engeren Raum festzustellen, und auch um die Niederschläge im engeren Rutschungsgebiete von Campo zu bestimmen, wurden die kleinen Niederschlagssammler in der Umgebung von Campo, Cimalmotto und Piano aufgestellt. Diese werden monatlich abgelesen. (Corte Nuovo, Cimalmotto, Campo 1400, Traversa, Frana oben, Frana unten, Piano, Secada.)

Hier sollen die Jahressummen und die Jahresmittelwerte dieser nahe beisammen liegenden Stationen in bezug auf ihre räumliche Verteilung betrachtet werden (Tabelle 6). Die lokale Verteilung der Niederschläge ändert von Jahr zu Jahr stark. Das Ergebnis ist hier also negativ, d. h., es scheint nicht möglich zu sein, im Detail eine gleichbleibende Verteilung der Niederschläge festzustellen. Auch wenn man mit den Monatswerten solche Vergleiche anstellt, kommt man zu keinem andern Ergebnis. Zum Teil wird dies daher rühren, daß die Fehlergrenze oft solche lokalen Unterschiede überschreitet, daß diese also mit unsern Methoden gar nicht meßbar sind. Andererseits glaube ich aber, man dürfe unserer Versuchsreihe auch durchaus als positives Ergebnis die Feststellung zuschreiben, daß eben tatsächlich innerhalb eines Gebietes von diesem Umfang (die 9 Stationen stehen auf einem Gebiet von nur etwa 4 km²) sehr starke Unterschiede in der Niederschlagsmenge auftreten. So sind hohe Werte wie: Corte Nuovo 1954/55, Cimalmotto 1953/54 und 1955/56 zuverlässig festgestellt.

Trotz diesem ersten Ergebnis können wir doch einige Regelmäßigkeiten in der Verteilung feststellen. In der untenstehenden Zusammenstellung sind die Abweichungen der einzelnen Jahreswerte vom jeweiligen Jahresdurchschnitt aller 9 Stationen um Campo angegeben.

	Total Cm-Abweichungen						
Frana oben	-3	+1	-5	-1	-6	-5	-19
Frana unten	+4	+4	0	+2	+4	-1	+13
Traversa	+5	+8	+5	+4	+3	+6	+31
Campo 1400	-9	-1	-10	-1	-3	+1	-23
Corte Nuovo	-3	-1	-5	+14	+2	+3	+10
Secada	-5	-6	-5	-6	-1	-1	-24
Cimalmotto		+1	+7	-1	+14	+1	+22
Piano				-2	-6	+1	-7
Campo				-7	-6	-3	-16

Es fällt auf, daß positive oder negative Abweichungen sich bei einigen Punkten häufen. So hat Traversa jedes Jahr den Durchschnittswert überschritten, während Secada immer unter dem Durchschnitt lag.

Große positive Abweichungen zeigen auch die Stationen Cimalmotto, Frana unten und Corte Nuovo. «Traversa» liegt weit hinten im Tale, «Cimalmotto» und «Corte Nuovo» befinden sich am Hinterrande der großen Verflachungen, «Frana unten» steht an einem Engpaß in der 100 m tiefen Schlucht der Rovana. Dagegen steht «Secada» viel weiter vorn im Tale, «Campo» und «Campo 1400» auf dem südlichen Teil, «Frana oben» am Vorderrand der Campoterrasse.

Ich ordne nun die neun Stationen neu nach ihrer Entfernung vom Talausgang oder nach ihrer Annäherung an die Gratumrandung des Tales, welche ja die feuchte südliche Luft jeweils staut und Niederschläge auslöst. Die folgende Tabelle zeigt, daß die sechsjährigen Mittelwerte sich in ihrer Größe ungefähr dieser Reihenfolge fügen.

Anordnung nach der Entfernung vom Talausgang

	Meereshöhe	Jahresniederschlag (Mittel)
Traversa	1350 m	182 cm
Cimalmotto	1520 m	180 cm
Corte Nuovo	1580 m	179 cm
Frana unten	1220 m	179 cm
Frana oben	1320 m	174 cm
Campo 1400	1400 m	173 cm
Campo	1380 m	172 cm
Secada	1040 m	173 cm

Diese Betrachtung wie auch die besprochenen drei Spezialfälle zeigen, daß die Topographie an der Verteilung der Niederschläge im kleinen maßgebend beteiligt ist. Die Lage im Windfang von Bergzügen, Felswänden, Engpässen und im Talhintergrund bringt größere Niederschläge, freie Lage auf offener Hochfläche, im offenen Tal vermindert sie. Der Einfluß der Meereshöhe wird durch solche Lokalverhältnisse oft vermindert. Diese Wirkung der Topographie kommt erst in mehrjährigen Mittelwerten voll zur Geltung. In den Jahres- und Monatsbeträgen können einzelne lokale Regengüsse starke Verschiebungen hervorrufen.

2. Zeitliche Verteilung der Niederschläge des ganzen Einzugsgebiets

a) Ermittlung der mittleren Niederschlagshöhe für jedes hydrologische Jahr

Zur Ermittlung des mittleren Gebietsniederschlags und damit der Gesamt-Niederschlagsmasse zeichnete ich neun Isohyetenkarten für die Jahre 1948/49 bis 1956/57. Eine weitere Niederschlagskarte basiert auf den mittleren Jahreswerten der einzelnen Stationen (Abb. 14). Leider sind nicht alle Stationen schon seit 1948 im Betrieb. So sind die Mittel nicht gleichwertig. Um bei der Mittelkarte ein Fehlresultat zu vermeiden, verwendete ich hier nur die Werte jener Stationen, bei denen das niederschlagsreichste Jahr der Beobachtungsperiode, 1950/51, schon gemessen worden ist.

Beim Ziehen der Isohyeten versuchte ich, die im vorhergehenden Abschnitt beschriebenen Beobachtungen und Überlegungen, welche die räumliche Verteilung der Niederschläge in meinem Gebiet betreffen, nach Möglichkeit zu beachten. Ferner konnte ich die großen Lücken in den ersten Beobachtungsjahren durch Vergleich mit den Karten der letzten Jahre, die sich auf ein dichteres Stationennetz stützen, einigermaßen überbrücken.

Die Isohyeten-Karten im Maßstab 1:50 000 wertete ich aus nach dem Interpolationsverfahren nach MEINARDUS (LUETSCHG, Lit. 34, 1. Bd., 1. Teil, S. 22). Ich legte ein Quadratnetz von 1 cm Maschenweite über die Karten 1:50 000 und schätzte für jeden Netzschnittpunkt die Niederschlagshöhe. Das arithmetische

Mittel aller Werte ergibt die mittlere Niederschlagshöhe des Gebietes.

Die Ergebnisse der zehn Niederschlagskarten (9 Jahre und Mittelwerte) sind auf Tabelle 7 dargestellt.

b) Die Jahreswerte

Die Niederschläge sind außerordentlich veränderlich. Wenn wir in bezug auf ihre räumliche Verteilung gewisse Gesetzmäßigkeiten feststellen konnten, so scheinen sich die Schwankungen im Ablauf der Jahre, Jahreszeiten und Monate völlig unregelmäßig zu verhalten.

Gerade innerhalb unserer 9 Jahre fallen ein sehr trockenes und ein besonders niederschlagsreiches Jahr auf (1948/49 und 1950/51). Die Niederschlagshöhe des Maximaljahres beträgt mehr als das Doppelte des Minimums. Der absolute Unterschied zwischen den beiden Extremwerten beträgt 311,3 cm — 139,9 cm = 171,4 cm. Der Schwankungskoeffizient der Jahreswerte beträgt also:

$$\frac{\text{Maximum } 311,3}{\text{Minimum } 139,9} = 2,224$$

Trotz dieser extremen Lagen zweier Jahre scheint der Mittelwert von rund 205 cm ziemlich gut dem langjährigen Werte zu entsprechen. Er liegt wohl etwas tiefer als der Mittelwert 1901 — 1940. Dies zeigen die Angaben von H. UTTINGER in einer Zusammenfassung über den Jahresgang der Niederschläge auf der Alpensüdseite (Annalen 1945, Anhang 6, S. 26). Für Cevio und Bosco finden wir hier folgende Werte (Zum Vergleich unserer Werte mit den Jahreswerten der MZA ist noch zu bemerken, daß jene hydrologische Jahre, vom 1. Oktober bis 30. September, umfassen, während diese auf dem Kalenderjahr basieren. Doch glaube ich, daß sich diese Ungleichheit im langjährigen Mittel nicht auswirkt, so daß wir die Zahlen trotzdem vergleichen dürfen.):

Mittlere Jahressummen 1901—1940

Cevio 1776 mm Bosco 1879 mm

Größe und kleinste Jahressumme 1901—1940

Cevio 2411 mm (1926)
830 mm (1921)

Die Werte für die Jahre 1948/49 bis 1956/57 betragen (Tabelle 6): (cm)

	48/49	49/50	50/51	51/52	52/53	53/54	54/55	55/56	56/57	Mittel
Cevio	98	163	246	189	141	180	132	188	126	162
Bosco	130	164	262	210	160	219	164	207	146	185

Trotzdem also das Jahr 1950/51 (Cevio 246 cm) den höchsten Jahreswert von 1901 bis 1940 (Cevio 1926: 241,1 cm) noch überschreitet, bleibt der neunjährige Mittelwert um 15,6 cm (Cevio), resp. 2,9 cm (Bosco) unter dem vierzigjährigen zurück. Der neunjährige Minimalwert von 98 cm (Cevio) liegt höher als der vierzigjährige Mindestbetrag von 83 cm (Cevio 1921).

Die 9-Jahres-Periode von 1948/49 bis 1956/57 liegt also mit ihren Extremen etwas höher, im Mittel aber etwas unter den vierzigjährigen Werten 1901 bis 1940.

Die extrem hohen Niederschläge von 1950/51 werden also durch die tiefen Werte von 1948/49, 52/53, 54/55 und 56/57 ausgeglichen.

c) Der Jahresverlauf der Niederschläge, Monatswerte, Sommer- und Winterniederschläge

In Tabelle 8 sind dargestellt:

1. Die Monatswerte der mittleren Gebietsniederschlagshöhe. Sie wurden gewonnen aus den Ergebnissen der Niederschlagskarten (Jahreswerte Tabelle 7), welche prozentual nach den Monatsmessungen der Station Bosco und der kleinen Niederschlagssammler bei Campo auf die Monate verteilt wurden. Die Lücke für das Campotal 1948/49 — 50/51 füllte ich aus, indem ich die Jahreswerte des Campotales proportional zu den Monatswerten von Bosco verteilte.
2. Die mittleren Monatsniederschläge von allen 9 Jahren und ihr prozentualer Anteil am Jahresmittel.
3. Die Winterniederschläge Oktober bis März, die Sommerniederschläge April bis September sowie die Niederschläge April bis Juli. (Die letzte Zahlenreihe benütze ich bei der Prüfung der Korrelation zwischen den Winterniederschlägen und den Abflüssen zur Zeit der Schneeschmelze.)

In Tabelle 8 sind die Extremwerte der einzelnen Monate fett gedruckt.

Der Einfachheit halber nenne ich im Folgenden nur Zahlenbeispiele des Campotales.

Sommer- und Winterniederschläge

Wenn wir die Niederschläge der Wintermonate Oktober bis März, die zu einem großen Teil in Form von Schnee fallen, mit den Niederschlägen der Monate April bis September vergleichen, so stellen wir fest, daß in unserm Gebiet im Mittel rund 38 Prozent der Jahresniederschläge im Winter, 62 Prozent im Sommer fallen. Einzig 1954/55 fallen mehr Winter- als Sommerniederschläge, nämlich rund 100 cm Winter- und nur 75 cm Sommerniederschläge. Der niederschlagsärmste Winter ist 1948/49 mit nur 32 cm, bei 108 cm Sommerniederschlag. Der Maximalwert des Jahres 1950/51 kommt zustande durch hohe Werte im Winter wie im Sommer (137 und 171 cm).

Monatsniederschläge

Die Monatssummen variieren innerhalb jedes Jahres von Monat zu Monat stark (Vergleiche z. B. XI und XII 1951: 58,1 — 0,4; X und XI 1953: 62,5 — 1,2; VII, VIII und IX 1954: 11,8 — 54,0 — 11,2; V bis VII 1957: 23,8 — 52,4 — 10,3). Völlig unvermittelt kann einem sehr nassen Monat ein niederschlagsarmer oder ganz trockener folgen. So steht etwa der regenreiche Mai 1949 ganz isoliert in einer Reihe trockener Monate. Umgekehrt beginnt die große Regen- und Schneeflut des Jahres 1950/51 nach einem vollständig niederschlagsfreien Oktober. 1953/54 wiederum folgt auf regenreiche September und Oktober ein relativ trockener Winter.

Wenn wir nun die Niederschläge eines bestimmten Monats im Verlaufe der 9 Jahre betrachten, so stellen wir wieder eine sehr große Variationsspanne fest. In Tabelle 8 sind Maxima und Minima jedes Monats fett gedruckt. Die Oktoberwerte z. B. schwanken zwischen 0 und 62,5 Zentimeter, die Novemberwerte zwischen 1,2 und 58,1, Februar 0,4 — 56,4, August 6,9 — 54,0, Juni 8,1 — 52,4,

um nur die größten Intervalle zu nennen. Die größten Sprünge machen mit 62,5 cm die Oktoberwerte, die kleinsten mit 22,4 cm die Januarwerte.

Es fragt sich nun, ob den neunjährigen Mittelwerten bei einer solch starken Streuung der Extreme überhaupt eine Bedeutung zugemessen werden darf.

Betrachten wir vorerst den Verlauf der Mittelwerte (Tabelle 8): Von einem Oktobermittel von 19,1 Zentimeter (9,2 %) sinken die Mittelwerte zum tiefsten Monatswert Januar 7,8 cm (3,8 %). (Boscotal Dezember 8,9 cm = 4,5 %.) Dann steigen sie stark zum Maximum im Juni, wobei der Februar durch einen großen Wert aus der Reihe herausfällt. Der zweitgrößte Monatswert, August, steht nur wenig unter dem Junimittel. Dagegen liegt der Juli auffällig tief zwischen den beiden Maximalwerten (13,0 — 7,0 — 12,1). Auch der September fällt nach dem August wieder stark ab.

Im Ganzen ergibt sich also für die beiden Rovanatäler in der Zeit von 1948/49 — 1956/57 folgender Gang der Niederschläge: Hauptmasse in den Monaten Mai, Juni und August, während Dezember, Januar und März am wenigsten bringen.

Vergleichen wir dieses Ergebnis mit den vierzigjährigen mittleren Monatssummen, wie sie UTINGER für Bosco zusammengestellt hat (Annalen 1945, Anhang 6):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
mm	66	87	153	183	197	162	167	180	186	218	167	113	1879
%	3,5	4,6	8,1	9,7	10,5	8,6	8,9	9,6	9,9	11,6	8,9	6,1	100%

Die Prozentwerte der vierzigjährigen und unserer neunjährigen Monatsmittel habe ich in Abb. 11 graphisch dargestellt.

Ein Vergleich der beiden Kurven zeigt gewisse Übereinstimmungen:

Niedrigste Monate: Dezember, Januar, Februar, März. Absteigende Werte Oktober bis Dezember, ansteigende von März bis Mai und vom September zum Oktober. Die größten Widersprüche liegen zwischen Februar und März und von Mai bis September.

Die Maxima der vierzigjährigen Monatsmittel sind Oktober und Mai, während die übrigen Sommermonate dazwischen in annähernd gleicher Höhe bleiben: Juni 8,6 %, Juli 8,9 %, August 9,6 % und September 9,9 %. Die starken Schwankungen der zweiten Kurve in dieser Jahreszeit rühren von Extremwerten her, die sich eben in der geringen Zahl von neun Jahren noch auf den Durchschnitt auswirken.

So weisen Mai, Juni und August innerhalb der 9 Jahre einige besonders hohe Niederschlagsbeträge auf: Mai 1949, 51, Juni 1957, 53, 51, 55, August 1954, 51, 50. Der hohe Februarwert von 1951 beeinflusst das Mittel ebenfalls stark.

Die starken Abweichungen der beiden Kurven zeigen also nichts anderes, als daß eben die neunjährige Beobachtungszeit 1948 bis 1956/57 ausgesprochene Extremjahre umfaßte. Der Verlauf der 9-Jahr-Mittel kann deshalb nur bedingt als typisch für das Niederschlagsregime der Rovanatäler angesehen werden. Immerhin gibt er den kontinentalen Klimaanteil wieder: Niederschläge in den heißen Sommermonaten, Trockenheit im Winter. In Ausnahmefällen wie 1950/51 und 1954/55 dringt ozeanischer Einfluß stärker durch und bringt starke Winterniederschläge.

Ich will zum Schluß dieses Abschnittes den Jahresgang der Niederschläge zweier Jahre noch kurz gesondert beschreiben:

Das niederschlagsarme Jahr 1948/49:

Auf einen «normalen» Oktober folgen fünf außerordentlich niederschlagsarme Monate. Im Frühling liegt sozusagen kein Schnee. April und Mai bringen starke Niederschläge, doch die Sommermonate, die sonst durch Hitzegewitter und Staulagen heftige Regengüsse kennen, bleiben dieses Jahr tief unter dem 9-Jahres-Mittel. So beginnt unsere Beobachtungszeit mit einem starken Defizit im Wasserhaushalt.

Das extrem niederschlagsreiche Jahr 1950/51

Das Besondere am Niederschlagsverlauf dieses Jahres ist die Tatsache, daß auf einen katastrophal schneereichen Winter auf der Alpensüdseite ein ebenso katastrophal regenreicher Sommer folgt. Die winterlichen Verhältnisse in Bosco-Gurin schildern Adriana JANNER und J. C. THAMS (Lit. 27). Die Sommerniederschläge und -hochwasser stellt THAMS ausführlich dar (Lit. 41). Ich gebe hier nur ganz kurz einige Daten wieder. *

Nach einem vollständig niederschlagsfreien Oktober begann anfangs November in Bosco ein geradezu unheimlicher Schneefall, der sich bis in den Mai auf fast 14 m Neuschnee summierte. Die Schneedecke wuchs auf 1,38 Meter (25. November), 1,75 m (Ende Dezember), 2,5 m (Ende Januar).

Vom 4. bis 16. Februar fielen 372 cm Neuschnee, in der Nacht auf den 12. allein 85 cm! Am 16. Februar maß die Schneedecke 4,30 m! März und April brachten neue Schneefälle, welche die Schneedecke immer wieder nährten. Diese gab den aperen Boden erst Mitte Juni wieder frei. Groß waren die Schäden, wie in so vielen Tälern der Alpensüdseite. Zum Glück forderten die zahlreichen Lawinen in den Rovanatälern keine Todesopfer.

Mai und Juni brachten wieder überdurchschnittlich große Niederschläge. Diese Regen trugen nun aber dazu bei, daß die Schneemassen zusammenfielen und endlich wegschmolzen. Im August, besonders am 8. und 9., fielen von neuem gewaltige Regengüsse, welche den normalen Augustwert um weit über 100 % übertrafen. Die Werte für das Kalenderjahr sind nach THAMS für viele Stationen das Maximum der letzten 50 Jahre.

So ist es nicht verwunderlich, wenn Mittelwerte, welche solche äußersten Extremwerte enthalten, nicht unbedingt als Charakteristik verwendet werden können. Und doch stellt gerade dieses Unvorherzusehende, sich an keine Regel Haltende, ein typisches Element im Wasserhaushalt der Alpensüdseite dar, welches Prognosen außerordentlich erschwert.

Zusammenfassung:

Charakteristisch für den Jahresablauf der Niederschläge ist die große Unregelmäßigkeit in der Verteilung. In den Mittelwerten zeigt das Niederschlagsregime der Rovanatäler mehr kontinentalen Charakter mit starken Sommer- und geringen Winterniederschlägen. In zwei (von neun) Jahren fielen jedoch auch beträchtliche Winterniederschläge.

d) Betrachtung einzelner Niederschläge

Beim Durchsehen der Aufzeichnungen des Pluviographen von Campo fällt der verschiedenartige Charakter der einzelnen Niederschläge auf.

Die Unterschiede betreffen Dauer, Intensität und Rhythmus der Niederschläge. Ich habe aus den Streifen 12 Beispiele ausgewählt und zu charakterisieren versucht. Ein vollständiges Verzeichnis von Fällen der verschiedenen Typen kann nicht erstellt werden, da die Aufzeichnungen leider infolge Versagens des Schreib- und Registriermechanismus zum Teil lückenhaft sind. So beschränke ich mich auf die Darstellung von 12 charakteristischen Beispielen. Die verwendeten Aufzeichnungen sind klar und die Niederschlagsmengen eindeutig bestimmbar.

Die wichtigsten Daten der 12 Beispiele sind in Tabelle 9 zusammengefaßt.

Beispiel 1 ist ein sehr kurzer Gewitterguß. Der August 1953 war ein recht heißer Monat. Fast jeden Mittag stieg die Temperatur bis gegen 23 — 25°. Infolgedessen entstand die oben geschilderte Wetterlage, die jeden Abend Bewölkung mit gelegentlichen Wärmegewittern brachte. Interessant ist hier der Verlauf der relativen Feuchtigkeit. In jeweils 4 bis 6 Tagen steigerte sie sich von zirka 50 % allmählich bis gegen 90 %, wo es dann zu Niederschlägen kam. Am folgenden Tage war die Luft wieder relativ trocken. Nun begann infolge der Erwärmung wieder feucht-warme Luft aus dem Tal einzuströmen, bis die Sättigung erreicht war. In meist kurzen, heftigen Platzregen oder Starkregen kam es dann zur Entladung. Die nachfolgende Tabelle zeigt den Verlauf der relativen Feuchtigkeit in % (nach den Aufzeichnungen des Thermohygrographen in Campo) und die Niederschläge vom 6. bis 29. August 1953:

Datum	Feuchtigkeit	Niederschlag	Datum	Feuchtigkeit	Niederschlag
6.	45		18.	75	
7.	68		19.	60	
8.	80		20.	72	
9.	90	15 mm	21.	90	11 mm
10.	73		22.	50	
11.	75		23.	45	
12.	75		24.	57	
13.	75		25.	75	
14.	88	33,5 mm	26.	85	12,5 mm
15.	85	5 mm	27.	50	
16.	65		28.	40	
17.	65		29.	65	

Der Guß vom 14. August ist ein kurzer, in seinem Verlauf typischer Niederschlag dieser Art. Charakteristisch sind der plötzliche Beginn und das unvermittelte Ende. Ganz unerwartet kann man von einem solchen Guß überrascht werden. Ebenso schnell ist dann aber meist auch das schöne Sommerwetter wieder hergestellt.

Beispiel 2 liegt in einem ziemlich niederschlagsreichen Juni-Anfang. Die acht vorausgehenden Tage wiesen eine mittlere relative Feuchtigkeit von durchwegs 85 bis 100 Prozent auf, bei normalen Mitteltemperaturen von 10 bis 13°. Am 7. Juni morgens begann ein anhaltender Wind aus S zu wehen, der die feuchten Luftmassen aufstaute und zum Niederschlag brachte. Dieser begann um 11 Uhr mit leichtem Regen, ging am Nachmittag in ausgesprochenen Starkregen über, der sich von 19.45 bis 22.00 Uhr zu einem richtigen Platzregen steigerte. Um 22 Uhr brach der Guß unvermittelt ab. Nach zwei Stunden setzte ein mittlerer Regen ein, der bis 4 Uhr früh anhielt. In den 17 Stunden und 10 Minuten, bei einem zweistündigen Unterbruch, fiel die beträchtliche Menge

von 124 mm Niederschlag. Die größte Intensität erreichte der Guß zwischen 21.20 und 21.40 Uhr, wo die Intensität 0,75 mm/Min. oder 45 mm/h betrug.

Beispiel 3 ging aus einer ähnlichen Wetterlage hervor: Der 15. Juni war sehr warm, auch die Nacht brachte nur geringe Abkühlung. Ein unregelmäßiger Südwind brachte die schon seit einer Woche gegen 90 Prozent feuchte Luft in Bewegung und löste serienweise kurze Güsse von großer Heftigkeit aus.

Beispiele 4, 5, 6 und 7 sind typische Regen großer Intensität bei Südwindlage. Ohne Unterbruch fallen nach einem leichten Anfangsregen während 11 bis 17 Stunden Niederschläge mit einer Intensität von 5,9 bis 7,0 mm pro Stunde. Bei Nr. 5, 6 und 7 ist das Ende ebenso unbestimmt wie der Beginn, in einem allmählich leichter werdenden Regen klingen diese dichten Niederschläge aus.

Bei Nr. 7 herrschte vorher während 10 Tagen eine leichte Staulage, welche große Luftfeuchtigkeit in die Täler brachte. Bei relativ hohen Mitteltemperaturen von 8 bis 11° (Oktober) kam es jedoch vorläufig zu keinen Niederschlägen. Erst der 19. Oktober brachte einen Kaltlufteinbruch, welcher nun Regen auslöste. In der Nacht vom 21. zum 22. Oktober sank die Temperatur von 5 auf 1° (Campo). Der Niederschlag ging in Schnee über und verebte in der Nacht zum 23.

Beispiele 8, 9 und 10 sind wie Nr. 3 mehrfach unterbrochene, an- und abschwellende Niederschläge. Während der dichteren Regenphasen werden Intensitäten von 5 bis 10 mm pro Stunde erreicht. Dazwischen sind Pausen oder leichte landregenartige Regenfälle eingeschaltet. Dieser rhythmische Wechsel ist die Folge des weiter vorn beschriebenen wellenartigen Eindringens von feuchtwarmer Luft in den von Kaltluft gefüllten Talraum.

Beispiele 11 und 12 stehen in schroffem Gegensatz zu den bisher beschriebenen intensiven Niederschlägen. Dort wurden durchwegs während kürzern oder längern Zeitabschnitten Intensitäten von über 5 mm oder, bei Nr. 1 bis 3, sogar über 20 mm pro Stunde erreicht. Hier sind die Niederschläge viel weniger dicht. Sie erreichen im Mittel nur 0,4 und 1,1 mm, im Maximum 3 mm pro Stunde.

Beispiel 11 ist ein isolierter Niederschlag in einem sehr trockenen November. Ein plötzlicher Kälteeinbruch (5. bis 8. November Mitteltemperatur 7 bis 8°, 9. bis 10. November 5°, nachher noch kälter, 16. November — 1°) brachte die bisher nur zu 70 % gesättigte Luft zur Sättigung. Aus dem entstandenen Nebel fielen während 31 Stunden sehr leichte niesende Niederschläge (italienisch piovigginare).

Beispiel 12 ist ein Landregen, verursacht durch eine Schlechtwetterlage, welche Alpennord- und -südseite umfaßte. Mit großer Gleichmäßigkeit der Intensität fiel während zweimal 36 Stunden mit einem Unterbruch von 5 Stunden ein Regen von rund 1 mm pro Stunde.

Zusammenfassung:

Dauer der Niederschläge: Die Beispiele umfassen Niederschlagsperioden von 1 Stunde 20 Minuten bis 78 Stunden.

Intensität: Die pro Zeiteinheit gemessene Niederschlagshöhe beträgt in den zwölf Beispielen maximal 54 mm/h (= 0,9 mm/Min.).

Ich benütze nach LUETSCHG und RIGGENBACH (Lit. 34) folgende Bezeichnungen:

Platzregen (oder Guß) bei einer Intensität von wenigstens 20 mm/h während mindestens 5 Minuten (Beispiele 1, 2 und Teile von 3).

Niederschlag großer Intensität (intensiver Regen, Starkregen) bei mindestens 5 mm/h (Beispiele 4 bis 10).

Bei einer Intensität von weniger als 5 mm/h verwendete ich die Bezeichnung Landregen.

Rhythmus der Niederschläge. Je nach Wind- und Temperaturverhältnissen können die Niederschläge unvermittelt oder allmählich beginnen und aufhören, mit

gleichmäßiger Intensität, schwallweise oder mit Unterbrüchen ablaufen.

Vorbedingungen für die Niederschläge. Bei Westwindlage kann sich das schlechte Wetter der Alpen-nordseite auf die obersten Täler der Südseite oder auf die ganze Schweiz ausdehnen und auch in unserem Gebiet Niederschläge bringen.

Weitaus die größten und wichtigsten, für das Klima der Rovana-täler charakteristischen Niederschläge sind jedoch auf die Stauwirkung bei südlichen Winden zurückzuführen.

III. ABFLUSS

A. Meßorte und Einzugsgebiete

Für die Betrachtung der Abflußverhältnisse stehen mir die Tagesmittel der zwei Abflußstationen Collinasca (für das Campotal) und Corino (für das Boscotal) zur Verfügung (s. Abb. 13). Die Messungen sind ausgeführt und ausgewertet worden durch die Herren Prof. Dr. F. GYGAX und Ing. C. GHEZZI.

Leider sind die Wasserstände nur durch täglich ein bis zwei Pegelablesungen festgehalten worden. Limnigraphenaufzeichnungen stehen keine zur Verfügung. Die täglichen Ablesungen wurden durch Vergleiche mit den Limnigraphenstreifen der Maggia bei Bignasco ergänzt. Die Einzugsgebiete der beiden Stationen umfassen (Abbildungen 13 und 14):

Collinasca (Campotal)	68,9 km ²
Corino (Boscotal)	28,3 km ²
Zusammen also	97,2 km ²

B. Ergebnisse der Abflußmessungen

1. Die Jahreswerte

In den Tabellen 10 bis 12 sind für die hydrologischen Jahre 1948/49 bis 1956/57 die Monats- und Jahressummen der Abflußhöhe in mm (H), die Monats- und Jahresmittel der Abflußmenge in m³sec⁻¹ (Q) und der Abfluß-Spende in Litern pro Sekunde und km² (A) sowie die neunjährigen Mittelwerte für jeden Monat und für das Jahr zusammengestellt.

Die Jahreswerte zeigen erwartungsgemäß einen Verlauf, der demjenigen der Niederschläge in großen Zügen entspricht: Das Jahr 1950/51 bringt extrem hohe Abflüsse, die regenreichen Jahre 1953/54 und 1955/56 zeigen ebenfalls relativ hohe Abflußwerte. (1950/51 und 53/54 sind die Jahre, welche in der Franaschlucht bei Campo merkliche Veränderungen brachten. Die Abflußhöhen von 1955/56 und erst recht aller übrigen Jahre der Beobachtungszeit vermochten zum Glück nur geringe Schuttmengen abzutransportieren. Siehe im morphologischen Teil.)

Ebenso weisen die trockeneren Jahre 1948/49 und 1952/53 geringe Abflüsse auf. Sehr niedrig sind auch die

Wasserstände des Jahres 1949/50, während sich die Jahre 1954/55 und 56/57 im Vergleich zu den Niederschlägen erstaunlich hoch halten.

Die folgende Zusammenstellung zeigt das Verhältnis der Jahreswerte zum neunjährigen Mittel:

	Jahreswerte des ganzen Einzugsgebietes in mm	Abweichung vom Mittel	Jahreswerte in % des Mittels
48/49	973,3	— 816,5	54,4
49/50	1345,6	— 444,2	75,2
50/51	2903,3	+ 1113,5	162,2
51/52	1926,7	+ 136,9	107,6
52/53	1453,3	— 336,5	81,2
53/54	2233,9	+ 444,1	124,8
54/55	1617,4	— 172,4	90,4
55/56	1977,0	+ 187,2	110,5
56/57	1678,3	— 111,5	93,8
Mittel	1789,8		100,0 %

Diese Zahlen zeigen die extreme Lage der Jahre 48/49 und 50/51 deutlich.

Im ganzen kann man den Verlauf der Abflußhöhe in den neun Jahren etwa wie folgt charakterisieren:

Nach den großen Störungen der Jahre 1948/49 (Trockenjahr) und 1950/51 (extrem feuchtes Jahr) nähern sich die jährlichen Abflußmengen immer mehr dem 9-Jahres-Mittel. Doch kann natürlich schon das laufende Jahr 1957/58 oder eines der folgenden diese «Normalisierung» empfindlich stören. Die Jahreswerte der Abflüsse zeigen also, daß mit den Niederschlägen auch die Abflußhöhen sehr veränderlich sind.

2. Der Jahresverlauf der Abflüsse. Die Monatswerte

Im Gegensatz zu den sehr stark streuenden Monatswerten der Niederschläge zeichnet sich bei den Monatsabflüssen aller Jahre deutlich ein regelmäßiger Verlauf ab. Die nachfolgende Zusammenstellung zeigt, daß das Maximum mit einer Ausnahme immer im Mai oder Juni abfließt, während der kleinste Abfluß mit einer Ausnahme immer im Februar stattfindet:

Monatswert:	48/49	49/50	50/51	51/52	52/53	53/54	54/55	55/56	56/57
größter	V	V	VI	VI	VI	VIII	VI	VI	VI
zweitgrößter	VI	VI	V	V	V	X	V	V	IV
kleinster	II	II	I	II	II	II	II	II	II

Die neunjährigen Monatsmittel sinken vom Oktober bis zum Februar ziemlich gleichmäßig ab. Auch März hat einen kleinen Abfluß. Von Dezember bis März halten sich auch die Maxima sehr niedrig. Im April, Mai und Juni schnellen die Mittel stark in die Höhe. Doch schon der Juli-Durchschnittswert liegt weit unter der Hälfte des Juniwertes. Von Juli an beginnt wieder das gleichmäßige Absinken bis zum Februartiefstand.

Wenn wir die Monatswerte der Abflußhöhe in % des Jahresbetrages angeben, so stellen wir fest, daß im Juni durchschnittlich mehr als ein Viertel, in den drei Monaten Mai, Juni und Juli zusammen mehr als die Hälfte der Jahresmenge abfließt:

	A-Höhe mm	% des Jahreswertes
X	111,7	6,3
XI	88,4	4,9
XII	43,2	2,4
I	31,1	1,8
II	24,2	1,4
III	39,3	2,2
IV	131,0	7,3
V	350,3	19,6
VI	461,9	25,8
VII	195,3	10,9
VIII	178,1	9,9
IX	135,3	7,5
Jahr	1789,8	100,0 %

$$\left. \begin{array}{l} V + VI + VII \\ = 56,3 \% \end{array} \right\}$$

Der mittlere Jahresverlauf der Temperatur in Campo sieht nach den Aufzeichnungen des Thermohygrographen so aus (Campo 1280 m):

Temperatur, Monatsmittel 1954/55 — 56/57 (°C):

X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
6,7	2,1	1,7	-0,9	-5,0	0	3,8	9,2	11,3	14,3	12,9	11,4

Abflußhöhe und Temperatur verlaufen also in den Monatsmittelwerten fast durchwegs gleichsinnig. Einzig das Temperaturmaximum im Juli wird von den Abflußbeträgen nicht mehr mitgemacht.

Damit stellt sich das Abflußregime der Rovanatäler als Schneetypus dar: Vom September an fallen die Niederschläge in zunehmendem Maße als Schnee, welcher nicht mehr sofort zum Abfluß gelangt.

Dezember bis März sind die Monate der Hauptschneefälle. Durch die niedrigen Temperaturen gefriert aber auch Quellwasser nach seinem Austritt und gelangt so nicht zum Abfluß. (In dem quellenreichen Gelände der Campo-Felsrutschung findet man in der kalten Jahreszeit überall ganze Gletscher von solchen einfrierenden Quellen.)

Sobald im April die Nullgradgrenze deutlich überschritten wird, beginnt in den tiefern Talteilen die Schneeschmelze, welche im Mai — Juni mit dem Höhergreifen bis auf die großen Schneespeicher der Bedretto- und Pettanettoflächen ihr Maximum erreicht. Im Jahr 1951 gelangten gewaltige Schneemassen erst in der zweiten Hälfte Juni zum Abschmelzen, viele Lawinenkegel überdauerten den ganzen Sommer und verschwanden erst im Sommer 1952 ganz. Zusammen mit den ansteigenden Niederschlägen bewirkt dies das Emporschnellen der Abflußhöhen zu den Maximalbeträgen von Mai und Juni.

Normalerweise sind im Juli alle Teile des Einzugsgebietes schneefrei. Gletscher sind keine vorhanden. So sinkt trotz ansteigender Temperatur die Abflußmenge wieder auf 10 — 9 — 7,5 % herab.

Zum Schluß will ich noch einige auffällige Extremwerte kurz betrachten: Die großen Monatsabflüsse August und November 1951, September und Oktober 1953, August 1954, Juli und September 1956 sind durchwegs die unmittelbare Folge entsprechend großer Niederschläge. Der größte Monatsabfluß, Juni 1951 (1077,3 mm = mehr als der gesamte Jahresabfluß 1948/49 = 973,3 mm, oder 63 % des Jahreswertes 50/51), wie auch der große Junibetrag 1957 (744,0 mm) sind entstanden durch Summierung der Schmelzwasser mit großen Mai- und Juni-regen. Im nächsten Kapitel soll auf die Beziehungen zwischen Niederschlags- und Abflußwerten näher eingetreten werden.

Tages-Abflußwerte und Dauerlinien (Abb. 12)

Das Fehlen von Limnigraphen an den Abflußstationen Collinasca und Corino verhinderte die Feststellung und genaue Messung der Hochwasserspitzen. Immerhin konnten die Tagesmittel mit Hilfe von zwei oder einer täglichen Ablesung und der Limnigraphenaufzeichnungen der Maggia bei Bignasco mit einiger Sicherheit bestimmt werden.

Am Beispiel der Campo-Rovana bei Collinasca untersuche ich die Wasserführung auf die Dauer bestimmter Abflußmengen ($\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$). Dazu teile ich die vorkommenden Abflußmengen in 44 Klassen ein und zähle die jeder Klasse zukommende Zahl der Tage aus den Werten der Jahre 1948/49 — 56/57 heraus.

In jeder Klasse bilde ich nun das arithmetische Mittel der Tageszahl und erhalte so die Linie der mittleren Dauer bestimmter Abflußmengen für alle neun Jahre.

Der Verlauf der mittleren Dauerlinie für neun Jahre (Abb. 12)

Von rechts nach links steigt die Kurve in leichter Biegung sanft an. Die Hälfte der Tagesmittel (50 %) liegen unter 1,8 m^3/sec . In immer steilerem Anstieg nähert sich die Kurve dem Nullwert. Bei 28,2 % (103 Tage) erreicht sie den neunjährigen Mittelwert der Abflußmenge, 3,93 $\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$. Diesen Wert bestimme ich zuerst durch einfaches arithmetisches Mitteln der Monatsmittel. Doch auch die Dauerlinie selber liefert ihn mit einer minimalen Abweichung: Ich multipliziere die durchschnittliche Anzahl der Tage jeder Klasse mit dem Mittelwert der Klasse. Die Summe dieser Produkte ($\Sigma = 1442,68$) enthält als Faktoren 365,2 Tage (Mittel von 9 Jahren mit 2 Schaltjahren) und die mittlere Abflußmenge $Q = 3,95 \text{ m}^3 \text{sec}^{-1}$.

103 Tagesabflüsse liegen also höher als der Durchschnitt, während die übrigen 262 Tage diesen nicht erreichen. Die Spitze liegt bei 93,1 (höchstes Tagesmittel).

Der Verlauf der Dauerlinie für die Extremjahre 1948/49 und 1950/51 (Abb. 12)

Durch die graphische Darstellung wird deutlich, daß die großen Unterschiede in den Jahreswerten vor allem durch Schwankungen der großen Tagesmittel zustande kommen. Die drei Kurven (1950/51, Mittel, 1948/49) laufen in den niedrigen Werten wenig auseinander. Bis 50 % der Tagesmittel weichen nicht mehr als 0,8 $\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$ voneinander ab. Dies sind vor allem die niedrigen Winterabflüsse unter 2 $\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$.

Das Trockenjahr 1948/49 erreicht nur in etwas mehr als 20 Prozent aller Tage 2 $\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$ oder mehr.

Die 91 abflußreichsten Tage umfassen schon Werte von $1,8 \text{ m}^3\text{sec}^{-1}$ an (Mittel 4,7). In nur 68 Tagen wird der niedrige Mittelwert von 2,12 erreicht. Es sind vor allem die Abflußmengen $2 - 7 \text{ m}^3\text{sec}^{-1}$, die in ihrer Tageszahl stark unter dem Durchschnitt bleiben. In den Spitzenwerten nähert sich die Dauerlinie wieder etwas der Mittellinie, bleibt aber immer links von ihr.

Die Dauerlinie des Niederschlagsjahres 1950/51 weicht erst in den 140 größern Tagesmitteln vom Durchschnitt deutlich ab. Sehr steil steigt die Kurve hier in die Höhe. 120 Tage erreichen schon das hohe Jahresmittel von 6,37. 25 % aller Tageswerte liegen auf mindestens 8,4, welchen Wert im «Durchschnittsjahr» nur 26 Tage (7,1 %) erreichen. Alle Tagesmittel von

$5 \text{ m}^3\text{sec}^{-1}$ an aufwärts bleiben in ihrer Dauer hoch über den Mittelwerten.

Zusammenfassend können wir zum Jahresverlauf der Abflüsse folgendes sagen:

Das Abflußregime der Rovanatäler gehört dem Schneetypus an mit Maximum im Juni und Minimum im Februar.

Die Zeiten tiefer Wasserstände, also die Wintermonate, lassen keine großen Variationsmöglichkeiten zu. Die großen Schwankungen der Jahreswerte entstehen bei Abfluß-Tagesmitteln von $2 - 3 \text{ m}^3\text{sec}^{-1}$ an aufwärts, also in den Sommermonaten, wo sich gleichzeitig Winter- und Sommerniederschläge auf die Abflüsse auswirken.

IV. BEZIEHUNGEN ZWISCHEN NIEDERSCHLAG UND ABFLUSS

A. Beziehung zwischen den Jahres-Niederschlägen und den Jahres-Abflüssen

Wir sahen schon im letzten Abschnitt, daß die Jahreswerte der Abflüsse die Schwankungen der Jahresniederschläge ziemlich genau mitmachen. Diese Korrelation habe ich statistisch nachgewiesen.

In Abb. 15 finden sich die entsprechenden graphischen Darstellungen. N = N-Höhe in mm
 A = A-Höhe in mm

Die Gleichungen der Regressionsgeraden lauten (mm):

$$\text{Campotal: } N = 0,91 A + 419,72$$

$$\text{Boscotal: } N = 1,017 A + 215,22$$

Die Korrelationskoeffizienten betragen:

$$\text{Campotal: } k = 0,926$$

$$\text{Boscotal: } k = 0,957$$

Die Abflußkoeffizienten betragen (Gesamtabfluß aller Jahre in % der Gesamtniederschläge):

$$\text{Campotal: } Ak. = 87,55 \%$$

$$\text{Boscotal: } Ak. = 87,74 \%$$

Zwischen Niederschlag und Abfluß eines hydrologischen Jahres besteht also eine enge Korrelation. Es kommen keine großen Störungen zum Ausdruck (z. B. unterirdische Zu- oder Abflüsse, die bei der starken Zerrüttung großer Zonen wohl denkbar wäre). Auch machen sich keine über Jahre reichende Änderungen im Betrag der Rücklagen bemerkbar, wie sie etwa stark vergletscherte Gebiete bei Vorrücken oder Rückzug der Gletscher aufweisen können.

Jedoch scheint mir die Lage einiger Punkte beim Campotal auf eine Verzögerung des Einflusses der Niederschläge auf die Abflüsse zu deuten. Einmal ist die Korrelation hier etwas schlechter als im Boscotal. Dann zeigt es sich, daß die stark streuenden Punkte rechts der Geraden (51/52, 54/55 und 56/57) zu Jahren gehören, welche auf besonders niederschlagsreiche Jahre folgen. Der weit links der Geraden liegende Punkt (49/50) entspricht dagegen einem Jahr, welches auf das Trockenjahr 1948/49 folgt.

Die Lage links der Geraden bedeutet nichts anderes, als daß dem gemessenen Niederschlag ein zu geringer Abfluß zugeordnet ist. Oder, wenn wir umgekehrt vom Abfluß ausgehen, entspricht ihm ein zu hoher Niederschlag. Der Niederschlag wird eben zum Teil zur Auffüllung

des im trockenen Vorjahre aufgebrauchten Sickerwassers verwendet. Die Lage rechts der Geraden bedeutet das Gegenteil: Ein bestimmter Niederschlag scheint einen zu großen Abfluß zu bewirken, oder ein bestimmter Abfluß geht aus einem Niederschlag hervor, der nach der Geradengleichung gar nicht genügt. Der Abfluß wird eben zum Teil von Niederschlägen des vorausgegangenen hydrologischen Jahres gespeisen.

Diese Einflüsse über die hydrologische Jahreswende hinüber erstrecken sich wohl meist nur auf die ersten Monate Oktober und November. So beeinflusst sicher der große Augustniederschlag 1954 die Abflußwerte der nächsten zwei bis drei Monate. In ähnlicher Weise greifen die Niederschläge von Juli, August und September 1956 ins neue hydrologische Jahr ein. Hingegen glaube ich, daß die Schnee- und Wassermassen des Winters und Sommers 1951 auch noch die Abflußmengen des Sommers 1952 beeinflussten. Außer den Lawinenhaufen, die erst im zweiten Sommer schmolzen, kamen auch große Mengen Sickerwasser* aus den völlig durchtränkten Schuttmassen der Rutschung von Campo erst allmählich zum Abfluß. Darum erkläre ich die Unterschiede in der Streuung der Punkte mit der Existenz der zirka 1 km^3 umfassenden Schuttmassen des Campotales. Auch im Boscotal liegen große Mengen Lockerschutt, aber doch nicht in der Ausdehnung und Mächtigkeit der Felsrutschung von Campo. Diese wirkt auf die Abflüsse verzögernd, so daß die Korrelation besonders durch Extremjahre gestört wird.

(* quantitative Untersuchung noch nicht abgeschlossen)

B. Korrelation zwischen Winter-Niederschlag und Sommer-Abfluß (Abb. 16)

Ich habe behauptet, das Abflußregime der Rovanatäler gehöre dem Schneetypus an, das heißt, die Sommerabflüsse würden beeinflusst durch das Ausmaß der Schneefälle des vorausgehenden Winters.

Wenn wir die Niederschläge der Hauptschneemonate Oktober bis März nun vergleichen mit den Abflüssen der Schneeschmelze April bis Juli, so erhalten wir gute Korrelationskoeffizienten.

$$\text{Campotal: } k = 0,877 \quad A_{IV-VII} = 0,976 N_{X-III} - 358,28 \text{ (mm)}$$

$$\text{Boscotal: } k = 0,872 \quad A_{IV-VII} = 0,783 N_{X-III} - 200,04 \text{ (mm)}$$

Diese deutliche Abhängigkeit zeigt sich allerdings erst, nachdem der störende Einfluß der in denselben Monaten zum Abfluß kommenden Niederschläge April bis Juli einigermaßen ausgemerzt worden ist. Dies erreiche ich, indem ich von der Abflußsumme April bis Juli 87,55 % der Niederschläge dieser Monate subtrahiere (87,55 % = Abflußkoeffizient). Erst diese reduzierten Sommerabflüsse ergeben die gute Korrelation mit den Winterniederschlägen.

Dadurch wird noch deutlicher, daß zwei Faktoren das Abflußregime beeinflussen:

- Schneespeicherung und -schmelze;
- Sommerregen.

Es ist also möglich, aus der Größe der Winterniederschläge eine Prognose für die zu erwartenden Sommerabflüsse zu stellen. Dabei bleiben die zu erwartenden zusätzlichen Abflüsse aus den Sommerniederschlägen die große Unbekannte. In Anbetracht der kurzen Periode von 9 Jahren verzichtete ich auf eine Mehrfachkorrelation und begnügte mich mit einer approximativen Bestimmung dieser Beziehung.

C. Einfluß einzelner Regenperioden auf den Abfluß

An vier Beispielen soll gezeigt werden, wie sich einzelne starke Regenfälle auf die Abflüsse auswirken. Ich wähle vier möglichst isolierte Niederschlagstage aus. In Abbildung 18 sind sie samt ihren entsprechenden Abflüssen graphisch dargestellt. Die Fläche, welche den durch den starken Niederschlag bedingten Abfluß darstellt, wird nach oben abgegrenzt durch die Kurve der gemessenen Abflüsse, nach unten durch die Kurve der Abflüsse, welche ohne den isolierten Niederschlag stattgefunden hätten. Diese letzteren werden gespiesen aus Schneedepots, Quellen und Grundwasser. Bei den Beispielen 1 und 2 müssen ferner noch Abflüsse aus nachfolgenden Niederschlägen abgegrenzt werden.

Nun kann für jeden Tag graphisch die aus dem Einzelniederschlag resultierende Abflußmenge bestimmt werden (= jeweilige Höhe der abgegrenzten Fläche). In den folgenden Tabellen sind für die vier Beispiele zusammengestellt: Niederschläge, gemessene Abflußmengen, Abflußmengen ohne den Einfluß nachfolgender Niederschläge und schließlich die Abflußmengen, welche auf den Einzelniederschlag zurückzuführen sind in m^3sec^{-1} und in % ihrer Gesamtmenge.

Die starken Niederschläge führen sofort zu großen Abflußerhöhungen. Am Tag des Niederschlags und am folgenden fließen zusammen 60 bis 85 %, an den folgenden Tagen 7—14 %, 4—10 %, 2—6 %, 1—4 % ab. 5 Tage nach dem Niederschlag ist seine Einwirkung auf den Abfluß praktisch vorbei.

In diesem Zusammenhang muß ich noch einmal darauf hinweisen, daß in Collinasca kein Limnigraph steht. Die Abflußdaten basieren auf ein bis zwei täglichen Ablesungen am Pegel. Deshalb können die Spitzen nicht genau erfaßt werden, und auch eine genaue Verteilungskurve der Abflüsse kann nicht erstellt werden.

Die vier Beispiele zeigen aber trotzdem, daß sich große Einzelniederschläge noch am gleichen Tag auf die Abflußhöhe bei Collinasca auswirken. Der größte Teil der Abflußerhöhung fällt auf den Tag des Niederschlags und auf den folgenden Tag.

- N = Tagesniederschlagshöhe in mm
- A₁ = Gemessener A, Tagesmittel in m^3sec^{-1}
- A₂ = A ohne nachfolgende N
- A₃ = A ohne den Einfluß des Einzelniederschlags
- A₄ = A, der durch Einzelniederschlag bedingt ist
- % = A₄ in % seiner Gesamtsumme

Datum	N	A ₁	A ₂	A ₃	A ₄	%
Juli 1953						
14	—	4,72	—	—	—	—
15	—	4,13	—	—	—	—
16	—	3,90	—	—	—	—
17	2	3,60	—	3,60	—	—
18	19	7,70	—	3,50	4,20	46,7
19	—	6,20	—	3,35	2,90	32,2
20	—	4,25	—	3,25	1,00	11,1
21	—	3,80	—	3,20	0,60	6,7
22	—	3,40	3,40	3,20	0,20	2,2
23	9	3,40	3,30	3,20	0,10	1,1
24	—	3,60	3,20	3,20	—	—
25	—	3,20	3,10	3,10	—	—
						9,00 100,0 %

78,9

September 1954

Datum	N	A ₁	A ₂	A ₃	A ₄	%
9	—	2,70	—	—	—	—
10	—	2,63	—	—	—	—
11	—	2,54	—	—	—	—
12	2	2,46	—	2,46	—	—
13	1	2,46	—	2,35	0,11	1,0
14	56	4,88	—	2,30	2,58	24,2
15	4	6,30	—	2,30	4,00	37,4
16	—	3,81	—	2,30	1,51	14,1
17	—	3,42	—	2,30	1,12	10,5
18	—	2,97	—	2,30	0,67	6,3
19	—	2,79	2,79	2,30	0,49	4,6
20	2	2,62	2,50	2,30	0,20	1,9
21	—	2,46	2,25	2,25	—	—
						10,68 100,0 %

62,6

Datum N A₁ A₂ A₃ A₄ %

Oktober 1955						
14	—	1,63	—	—	—	—
15	—	1,63	—	—	—	—
16	—	1,63	—	—	—	—
17	13	2,18	—	—	—	—
18	—	1,89	—	—	—	—
19	—	1,76	—	—	—	—
20	13	1,76	1,76	—	—	—
21	106	8,40	1,76	6,64	61,0	77,7
22	34	3,62	1,80	1,82	16,7	
23	1	2,72	1,85	0,87	8,0	
24	—	2,56	1,88	0,68	6,2	
25	—	2,40	1,92	0,48	4,4	
26	—	2,25	1,95	0,30	2,7	
27	—	2,10	2,00	0,10	0,9	
28	—	2,03	2,03	—	—	
						10,89 100,0 %

Datum	N	A ₁	A ₃	A ₄	‰
Sept./Okt. 1956					
20	—	2,44	—	—	—
21	—	2,38	—	—	—
22	—	2,32	—	—	—
23	—	2,26	—	—	—
24	—	2,10	2,10	—	—
25	88	4,40	2,00	2,40	3,9
26	64	45,00	2,20	42,80	69,3
27	3	10,00	2,40	7,60	12,3
28	—	6,96	2,50	4,46	7,2
29	—	5,20	2,60	2,60	4,2
30	—	4,31	2,90	1,41	2,3
1	—	3,52	3,00	0,52	0,8
2	—	3,34	3,34	—	—
3	10	3,16	—	—	—
4	—	3,71	—	—	—
5	—	3,16	—	—	—
6	—	2,98	—	—	—
			61,79	100,0 ‰	

D. Der Abfluß als Funktion von Temperatur und Niederschlag

Im Abschnitt «Jahresverlauf der Abflüsse» habe ich auf den nahezu parallelen Gang der Monatsmittel von Temperatur und Abfluß, wie auch auf die Summierung von Schmelz- und Regenwasser in den Schneeschmelz-Monaten hingewiesen. Auch bei der Betrachtung der Korrelation zwischen Winter-N und Sommer-A müssen die A-Werte vorerst um den A-Teil aus den Sommer-N reduziert werden.

Da diese doppelte Abhängigkeit der Abflußhöhe eine typische Eigenschaft des Abflußregimes der Rovanatäler sein muß, betrachte ich den Verlauf der Tagesmittel von Niederschlag, Temperatur und Abfluß einiger Schneeschmelzmonate gesondert (Tabelle 13 und Abb. 17).

In der Abflußkurve von Mai 1954 sind kaum Einflüsse der einzelnen, allerdings recht geringen Niederschläge bemerkbar. Hingegen fällt die Uebereinstimmung mit der Temperaturlinie in die Augen. Wenn wir den A um die Beträge aus den momentanen N reduzieren, so hinkt die A-Kurve leicht hinter der Temperaturkurve nach. Im April 1955 ist die Beziehung A — T durch keine N gestört, die zwei Kurven laufen in den großen Zügen gleichsinnig. Im Mai 1956 überwiegen abwechselnd T und N, T vom 1. bis 18. und vom 26. bis 29., N vom 18. bis 26.

Bei den Kurven der Monate April bis Juni 1955 kann man diesen Wechsel ebenfalls beobachten, das Ende der Schneeschmelze ist deutlich feststellbar. April und Mai bringen A-Spitzen ganz ungeachtet der N bei den höchsten Temperaturen. Da während den Niederschlägen die Temperatur sinkt, gehen die Abflußwerte sogar hier noch zurück. In den höheren Lagen dürfte es sich sogar um Schneefälle handeln. Hier herrscht noch reiner Schneetypus-Abfluß.

Anders liegen die Dinge im Juni: Die warmen gewittrigen Niederschläge vom 7. bis 9. haben mit dem Schnee aufgeräumt. Von nun an kümmert sich A nicht mehr um T. Die beiden Kurven laufen sogar entgegengesetzt, da die N in den kühleren Zeiten fallen.

Mit dieser Betrachtung ist noch einmal deutlich der Abflußtypus der Rovanatäler charakterisiert worden: 1. Schneelagerung und -schmelze bringen starke jahreszeitliche Schwankungen. 2. Im Sommer bringen die intensiven Regen der Alpensüdseite zusätzliche starke Schwankungen.

V. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE DES HYDROLOGISCHEN TEILES

Niederschläge

Auf die räumliche Verteilung wirken verschiedene Faktoren: Meereshöhe, Windverhältnisse, Topographie. Die Detailuntersuchung ergibt von Niederschlag zu Niederschlag eine andere räumliche Verteilung.

Die Jahreswerte 1948/49 — 1956/57 schwanken von 139,9 bis 311,3 cm Gebietsniederschlagshöhe (Schwankungskoeffizient = 2,224) mittlere 9jährige N-Höhe = 206,1 cm.

Jahresverlauf. Monatswerte schwanken sehr stark. Im 9jährigen Mittel: Hohe Sommer-, geringe Winter-niederschläge (= kontinentaler Klimaanteil). 1950/51 und 1954/55 große Winterniederschläge (= ozeanische Einflüsse).

Einzelniederschläge. Starkregen (mehr als 20 mm/h) und Niederschläge großer Intensität (mehr als 5 mm/h) fallen bei südlichen Winden infolge Stauung der feuchten Luftmassen. (s. Tabelle 9)

Abfluß

Die Jahreswerte schwanken stark. In ‰ des Mittelwertes beträgt das Maximum 162,2 ‰ (1950/51), das Minimum 54,4 ‰ (1948/49).

Mittel der 9 Jahre:

$$\begin{aligned} \text{A-Höhe} &= 179,2 \text{ cm} \\ \text{Spez. A} &= 56,6 \text{ l sec}^{-1} \text{ km}^2 \\ \text{A-Menge} &= 5,5 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1} \end{aligned}$$

Jahresverlauf. Minimum im Februar (1,4 ‰ des Jahres-A), Maximum im Juni (25,8 ‰ des Jahres-A).

(Mai + Juni + Juli = 56,3 ‰ des Jahres-A). Große Schwankungen im Sommer.

Tageswerte. 50 ‰ aller Tage haben ein A-Mittel unter 1,8 m³sec⁻¹. Die Unterschiede in den Jahreswerten entstehen durch Schwankungen der A-Menge im Sommer.

Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß:

Abfluß-Koeffizient 9 Jahre = 87,55 ‰.

Jahreswerte: Gute Korrelation (Campotal k = 0,926, Boscotal k = 0,957).

Verzögerung des Abflusses des Campotales durch die Rutschungsmassen. Winter-N — Sommer-A. Gute Korrelation nach Verminderung der Sommerabflüsse um die A aus den Sommer-N:

Winter-N = N Oktober — März.

Sommer-A = (A April — Juli) — (87,55 % der N April — Juli).

$k = 0,877$ (Campo), $k = 0,872$ (Bosco).

Verteilung der Abflüsse kurzer Regenperioden. Rascher Abfluß: Niederschlagstag und nachfolgender = 60 — 85 % der Gesamt-A-Erhöhung. Nach 4 — 5 Tagen keine Wirkung des N mehr feststellbar.

Einfluß der Temperatur in der Beziehung zwischen N und A:

Spätsommer: A vorwiegend durch N bestimmt;

Frühling: A vorwiegend durch Temperatur bestimmt (Schneeschnmelze).

Klimatische und hydrologische Charakteristik der Rovanatäler

Mittlere Höhe 1895 m. Größe 111 km².

Die Niederschlagsverteilung hat gezeigt, daß die Rovanatäler eher kontinentalen Charakter haben (mehr

Sommer- als Winter-N). Ozeanität rund 45°. Einzeljahre zeigen jedoch ozeanischere Züge (starke Winterniederschläge 1954/55 und 1950/51).

Die größten N entstehen bei Südwind, also bei Staulagen.

Das Gewässerregime der Rovanatäler wird durch zwei Haupteinflüsse bestimmt: 1. Jahreszeitliche Schwankungen und Frühlingshochwasser durch Schneespeicherung und -schmelze. Einfluß der Temperatur auf die Abflüsse. 2. Sommerhochwasser infolge von starken Sommerniederschlägen. Im Frühling oft Summierung der beiden Einflüsse.

Wechselspiel zwischen Hydrologie und Morphologie

Wir sahen, daß viele morphologische Elemente der Rovanatäler den Wasserhaushalt beeinflussen. (Höhenlage, Orientierung, Täler als Windkanäle, Bergzüge und Talkessel als Windfänge, Hochflächen als Schneespeicher, Lockermassen als Grundwasserträger und -speicher.) Umgekehrt konnte ich im morphologischen Teil zeigen, wie das Wasser als kluftsprengende, schutttaufweichende und vor allem als erosive Kraft formend auf die Landschaft wirkt. Namentlich in den Rutschungsmassen von Campo erreichte diese Arbeit innerhalb weniger Jahre für die Bewohner katastrophale Ausmasse.

Tabelle 1

Horizontal-Verschiebungen in cm

nach den Messungen der Eidg. Landestopographie und des Dipartimento delle Pubbliche Costruzioni (Lit. 28 und 43).

		1892 1927	1927 1928	1928 1929	1929 1931	1931 1937	1937 1940	1940 1943	1943 1954	1927 1943	Jahresmittel 1927—1943
										Total	
	153 Pres		30	9.0	9	135	850	445	77	1478	92.3
	154 A Banca		30	8.1	8	137	800	418		1401.1	87.5
	151 Costa del Gallo		29	7.2	10	162	770	364		1342.2	83.9
△	58 Cantone		28	8.1	12	126	755	382		1311.1	81.9
⊕	155 Cappella		26	10.8	6	125	720	380		1267.8	79.2
⊕	58 Campo Chiesa 1240	1240	24	6.3	8	119	690	344	64	1191.3	74.4
△	155 Alla Ciarina		24	8.1	7	119	650	343		1151.1	71.9
	156 Cavariel di Sotto		21	9.0	6	99	520	253		908	56.7
	152 Piatt		8	2.7	6	36	85	84		221.7	13.8
	150 Alla Mariona		6	2.7	3	35	90	77		213.7	13.3
	42 Corte Nuovo		6		14	54	85	50		209	13.0
	43 Quadrella		7	1.0	6						
	56 Secada		7	0.9	7	40	75	74		203.9	12.7
△	57 Cimalmotto	370	6	3.6	5	36	75	66		191.6	11.9
⊕	57 Cim. Chiesa	270	4	2.7	9	28	46	40		129.7	8.1
	149 Pii		5	3.6	7	13	30	15		73.6	4.6

Tabelle 2

Relativverschiebung der Campomasse 1872—1940 in bezug auf die Kirche und die Kapelle Cimalmotto (GIANELLA, Mitteilung an Prof. Gygax, 31. Oktober 1950).

Kirche Campo	25 m
Häuser Alla Chiesa	30 m
Campo Villaggio	35 — 38 m
Stallgruppe S Campo nahe beim Abriß	34 — 35 m
Ganella rechts vom Riale S. Giovanni	45 m
Riale San. Giovanni 30 m vom Franarand	42 m

Tabelle 3

Vertikale Verschiebungen in cm

nach den Messungen der Eidg. Landestopographie und des Dipartimento delle Pubbliche Costruzioni (Lit. 28 und 43).

		1892 1927	1927 1928	1928 1929	1929 1931	1931 1937	1937 1940	1940 1943	1943 1954	1927 1943	Jahresmittel 1927—1943
										Total	
	153 Pres		4	0	3	19	212	105	17	343	21.4
	154 A Banca		3	0	1	24	124	74		226	14.1
	151 Costa del Gallo		13	0	3	43	207	249		515	32.1
△	58 Cantone		3	0	3	42	192	109		349	21.8
⊕	155 Capella		4	0	1	30	195	104		334	20.8
⊕	58 Campo Chiesa	280	3	0	1	31	160	87	31	282	17.6
△	155 Alla Ciarina		5	0	2	34	197	106		344	21.5
	156 Cavariel di Sotto		4	0	3	42	193	117		359	22.4
	152 Pett		4	0	1	11	22	29		67	4.1
	150 Alla Mariona		+ 8	0	3	10	7	37		49	3.0
	42 Corte Nuovo		1	0	7	34	22	29		93	5.8
	56 Secada		4	0	1	17	20	33		75	4.6
△	57 Cimalmotto	140	4	0	1	14	30	37		86	5.4
⊕	57 Cim. Chiesa	110	1	0	0	14	11	15		41	2.5
	149 Pii		4	0	6	12	+ 5	13		30	1.8

(Mit zwei Ausnahmen sind alle Werte negativ, also Senkungen)

Tabelle 4

Ergebnisse des Nivellements (Eidg. Landestopographie)

	Höhenunterschied	
	1927 — 1957	also 1943 — 1957
Campo-Chiesa	292.3 cm	292.3 — 282.0 = 10.3 cm
Cimalmotto-Chiesa	103.1 cm	103.1 — 41.0 = 62.1 cm

Tabelle 5

Scherungsbeträge zwischen P. 57 Cimalmotto und ♂ 57 Cimalmotto Chiesa

(Die Zahlen geben an, um wieviel die jährlichen Verschiebungen von P. 57 größer sind als die von ♂ 57 Chiesa. Nur 1929—1931 tritt ein negativer Wert auf.)

	Horizontal cm	Vertikal cm
1892 — 1927	3	1
1927 — 1928	2	3
1928 — 1929	0.9	0
1929 — 1931	— 2	0.5
1931 — 1937	1.3	0
1937 — 1940	10	6
1940 — 1943	9	7

Tabelle 6

Niederschlag der einzelnen Stationen, Jahreswerte in cm. Stationen nach Meereshöhe geordnet.

	1948 1949	1949 1950	1950 1951	1951 1952	1952 1953	1953 1954	1954 1955	1955 1956	1956 1957	Mittel
2330 Wolfstafel			360	183	160	220	153	199	150	203
2160 Lago			320	190	196	238	204	250	183	225
1940 Pian Croscio			301	157	159	217	145	207	156	192
1900 Großalp	147	221	342	205	191	197	194	222	169	210
1850 Cravairola				205	186	229	164	239	172	199
1810 Quadrella	136	203	309	194	189	214	178	224	160	201
1623 Sfilie	151	206								
1580 Corte Nuovo				180	158	210	165	208	152	179
1520 Cimalmotto					160	222	150	220	150	180
1510 Bosco	130	164	262	210	160	219	164	207	146	185
1400 Campo 14					158	205	150	203	150	173
1380 Campo (Forst.)	132	179	275	190	160	203	150	203	152	183
1350 Traversa				188	167	220	155	209	155	182
1320 Frana oben				180	160	210	150	200	144	174
1300 Cte. di Cevio				251	208	271	172	231	175	218
1220 Frana unten				187	163	215	153	210	148	179
1200 Piano							149	200	150	(166)
1050 Cerentino		164	216	190	139	209	137	190	139	179
1040 Secada				178	153	210	145	205	148	173
760 Collinasca		140	252	180	152	209	145	196	140	179
418 Cevio	98	163	246	189	141	180	132	188	126	162

Tabelle 7

Ergebnisse der Niederschlagskarten 1948/49 — 1956/57

Jahr	Campotal 68,9 km ²			Boscotal 28,3 km ²			Zusammen 97,2 km ²			
	N-Masse Mio m ³	Mittlere N-Höhe cm	Abweichung vom 9j. Mittel cm	N-Masse Mio m ³	Mittlere N-Höhe cm	Abweichung vom 9j. Mittel cm	N-Masse Mio m ³	Mittlere N-Höhe cm	Abweichung vom 9j. Mittel cm	% des Mittelwertes
1948/49	96,3	139,8	— 66,7	39,7	140,2	— 59,5	136,0	139,9	— 64,7	68,4
1949/50	139,9	203,1	— 3,4	54,4	192,3	— 7,4	194,3	200,0	— 4,6	97,7
1950/51	212,2	308,0	+ 101,5	90,5	319,7	+ 120,0	302,7	311,3	+ 106,7	152,2
1951/52	139,5	202,5	— 4,0	56,2	198,7	— 1,0	195,7	201,4	— 3,2	98,4
1952/53	129,2	187,5	— 19,0	48,3	170,7	— 29,0	177,5	183,0	— 21,6	89,4
1953/54	163,2	236,9	+ 30,4	66,5	235,0	+ 35,3	229,7	236,3	+ 31,7	115,5
1954/55	121,3	176,1	— 30,4	47,4	167,6	— 32,1	168,7	173,5	— 31,1	84,8
1955/56	158,3	229,7	+ 23,2	59,6	210,6	+ 10,9	217,9	224,2	+ 19,6	109,6
1956/57	120,9	175,4	— 31,1	46,0	162,6	— 37,1	166,9	171,7	— 32,9	83,9
Mittel 9 Jahre	142,3	206,5	0	56,5	199,7	0	198,8	204,6	0	100,0
N-Karte der 9jährigen Mittelwerte	143,5	208,3	1,8	56,8	200,6	0,9	200,3	206,1	1,5	—

Tabelle 8

Mittlere Niederschlagshöhe:

Monatswerte, Sommer- und Winter-Niederschläge in cm

(Fette Ziffern: Maximum und Minimum des betreffenden Monats im Laufe der 9 Jahre)

Campotal	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	Mittel	%
	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957		
X	16,8	13,6	0	28,1	12,0	62,5	4,9	23,2	10,6	19,1	9,2
XI	1,5	18,2	26,8	58,1	23,1	1,2	16,2	1,8	3,8	16,7	8,1
XII	3,9	7,7	13,5	0,4	7,9	5,7	39,4	3,6	0,8	9,2	4,5
I	6,3	6,5	22,4	2,2	0	2,8	14,9	5,3	8,3	7,8	3,8
II	0,4	11,2	56,4	2,6	5,6	11,6	18,7	4,1	15,9	14,1	6,8
III	2,8	1,6	18,2	4,0	0	17,6	6,2	32,4	18,8	11,3	5,5
IV	20,0	28,0	23,7	24,4	19,5	15,4	0,5	32,4	13,0	19,6	9,5
V	46,8	27,8	41,3	25,9	7,3	20,8	10,4	14,7	23,8	24,3	11,8
VI	8,1	20,2	38,8	11,9	41,1	22,3	34,6	13,1	52,4	26,9	13,0
VII	8,1	11,4	10,8	9,7	18,2	11,8	15,5	34,5	10,3	14,5	7,0
VIII	17,7	34,5	48,9	9,8	10,2	54,0	6,9	30,8	13,8	25,1	12,1
IX	7,4	22,4	7,2	25,4	42,6	11,2	7,9	33,8	3,9	17,9	8,7
Jahr	139,8	203,1	308,0	202,5	187,5	236,9	176,1	229,7	175,4	206,5	100
X — III	31,7	58,8	137,3	95,4	48,6	101,4	100,3	70,4	58,2	78,2	37,9
IV — IX	108,1	144,3	170,7	107,1	138,9	135,5	75,8	159,3	117,2	128,3	62,1
IV — VII	83,0	87,4	114,6	71,9	86,1	70,3	61,0	94,7	99,5		
Boscotal											
X	16,8	12,9	0	27,0	12,8	58,0	6,0	20,6	9,8	18,2	9,1
XI	1,5	17,3	27,8	55,7	23,6	1,6	12,1	3,5	3,4	16,3	8,2
XII	3,9	7,3	14,2	0,9	10,2	2,6	37,5	2,9	0,8	8,9	4,5
I	6,3	6,2	23,3	10,8	0,8	5,4	15,9	7,4	7,6	9,3	4,6
II	0,5	10,6	58,5	2,3	1,5	9,9	22,7	2,7	14,6	13,7	6,9
III	2,8	1,5	18,9	4,3	0,2	15,4	5,4	26,3	17,3	10,2	5,1
IV	20,0	26,6	24,6	16,5	24,4	20,6	0,3	26,5	12,1	19,1	9,5
V	46,9	26,3	42,8	26,0	2,6	19,3	10,5	18,3	21,9	23,8	11,9
VI	8,1	19,0	40,3	18,5	36,9	29,4	28,0	12,6	48,4	26,8	13,4
VII	8,2	10,7	11,2	7,3	20,0	10,6	13,7	34,1	10,4	14,0	7,0
VIII	17,8	32,7	50,8	12,5	3,6	53,8	7,7	26,7	12,7	24,3	12,2
IX	7,4	21,2	7,3	16,9	34,1	8,4	7,8	29,0	3,6	15,1	7,6
Jahr	140,2	192,3	319,7	198,7	170,7	235,0	167,6	210,6	162,6	199,7	100
X — III	31,8	55,8	142,7	101,0	49,1	92,9	99,6	63,4	53,5	76,6	38,4
IV — IX	108,4	136,5	177,0	97,7	121,6	142,1	68,0	147,2	109,1	123,1	61,6
IV — VII	83,2	82,6	118,9	68,3	83,9	79,9	52,5	91,5	92,8		

Tabelle 9

Zwölf Beispiele von Niederschlägen in Campo Vallemaggia

Nr.	Datum	Dauer h	Totale Niederschlags- höhe mm	Stunden- mittel mm	Stunden- maximum mm	Maximale Niederschlagsphase		N-Höhe mm	mm/Min.	mm/h	Charakterisierung
						Zeit h	Dauer h				
1	14. 8. 1953	1.20	30,5	22,8	28,5	17.00 — 17.30	0.30	27,0	0,9	54,0	Kurzer, heftiger Platzregen Plötzlicher Beginn und plötzliches Ende
2	7.-8. 6. 1955	17.10	124,0	7,2	24,0	21.20 — 21.40	0.20	15,0	0,75	45,0	Langsam zunehmender intensiver Regen mit platzregenartigem Maximum, plötz- lichem Ende und kleinem Nachregen
3	16. 6. 1957	10.45	64,0	6,2	21,5	20.30 — 20.50 13.50 — 14.25	0.20 0.35	14,0 12,5	0,7 0,4	42,0 21,6	Folge von kürzeren und längeren Platz- regen mit Unterbrüchen
4	25.-26. 9. 1956	30.00	144,0	4,8	11,0	18.00 — 08.00	14.00	99,0	—	7,0	Intensiver Regen mit allmählichem An- fang und plötzlichem Ende
5	26.-27. 10. 1953	30.00	140,0	4,5	12,0	08.00 — 01.00	17.00	108,0	—	6,4	Intensiver Regen mit langsamem An- und Ausklingen
6	23.-24. 9. 1953	35.30	85,0	2,4	10,0	23.00 — 10.00	11.00	65,0	—	5,9	Intensiver Regen mit langsamem An- und Ausklingen
7	20.-22. 10. 1955	47.00	152,0	3,2	8,5	04.00 — 11.30 22.30 — 03.00	7.30 4.30	50,0 32,5	— —	6,6 7,2	Zweitägiger intensiver Regen mit lang- samem An- und Ausklingen
8	7.-8. 6. 1953	20.10	85,5	4,2	11,5	23.00 — 02.00 11.00 — 18.10	3.00 7.10	24,0 43,0	— —	8,0 6,0	Zweiphasiger intensiver Regen mit schwächerem Zwischenstück und plötz- lichem Ende
9	27.-28. 9. 1953	26.00	89,0	3,4	10,0	02.30 — 04.00 12.00 — 13.30	1.30 1.30	14,0 12,5	— —	9,3 8,3	Serie von kurzen intensiven Regen mit Unterbrüchen
10	18.-19. 10. 1953	41.00	153,0	3,7	11,5	05.30 — 07.00 04.20 — 08.20	1.30 4.00	11,5 40,0	— —	7,7 10,0	Zweitägiger Landregen mit kurzen inten- siven Regenfällen
11	9.-10. 11. 1955	31.00	12,5	0,4	1,0						Sehr schwacher, vollständig isolierter Landregen
12	24.-27. 5. 1957	78.00	86,0	1,1	3,0						Dreitägiger Landregen, mit einem Unter- bruch von 5 Stunden

Tabelle 10

Abfluß, Monats- und Jahresmittel

Campotal Collinasca (68,9 km², H_m = 1877 m)

H = Abflußhöhe in mm

Q = Abflußmenge in m³ sec⁻¹A = Abflußspende in Liter sec⁻¹ km⁻²

Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Ganzes Jahr	
														Summe	Mittel
1948/49	H	71.9	55.3	37.3	27.2	18.3	21.8	71.1	371.6	172.7	51.3	40.4	39.1	978.0	2.12
	Q	1.84	1.47	0.95	0.69	0.52	0.55	1.89	9.55	4.59	1.31	1.03	1.04		
	A	26.7	21.3	13.8	10.0	7.5	7.9	27.4	138.0	66.6	19.8	14.9	15.1		
1949/50	H	39.3	40.2	29.9	25.3	21.4	46.6	92.2	424.1	291.5	78.1	93.7	120.8	1303.1	2.83
	Q	1.00	1.07	0.76	0.64	0.61	1.19	2.45	10.90	7.75	2.00	2.40	3.21		
	A	14.5	15.5	11.0	9.3	8.8	17.2	35.5	158.0	112.0	29.1	34.9	46.5		
1950/51	H	57.1	42.1	35.0	31.1	28.4	36.9	149.7	556.2	1072.1	393.0	404.6	120.8	2927.0	6.37
	Q	1.46	1.12	0.89	0.79	0.81	0.94	3.98	14.30	28.50	10.10	10.40	3.21		
	A	21.2	16.2	12.9	11.5	11.7	13.6	57.7	207.0	413.0	146.0	151.0	46.5		
1951/52	H	99.9	305.8	80.5	39.3	23.6	40.4	204.6	447.4	413.8	146.2	97.6	123.0	2022.1	4.41
	Q	2.56	8.13	2.06	1.00	0.65	1.03	5.44	11.50	11.00	3.75	2.50	3.27		
	A	37.1	118.0	29.9	14.6	9.4	14.9	79.0	167.0	160.0	54.4	36.3	47.5		
1952/53	H	122.8	56.0	42.0	31.1	26.3	45.9	135.0	214.2	285.1	200.2	67.2	246.4	1472.2	3.21
	Q	3.15	1.49	1.07	0.79	0.75	1.17	3.59	5.50	7.58	5.14	1.72	6.55		
	A	45.7	21.6	15.5	11.4	10.9	17.0	52.0	80.0	110.0	74.5	25.0	95.0		
1953/54	H	392.6	143.3	49.8	30.7	22.1	33.8	115.9	261.2	334.0	162.1	567.9	110.6	2224.0	4.81
	Q	10.00	3.81	1.27	0.78	0.63	0.86	3.08	6.71	8.88	4.16	14.60	2.94		
	A	145.0	55.2	18.4	11.3	9.1	12.5	44.7	97.4	129.0	60.4	211.0	42.7		
1954/55	H	54.4	41.4	54.4	47.8	38.3	50.5	165.5	324.2	432.6	212.2	108.8	102.7	1632.8	3.56
	Q	1.39	1.10	1.39	1.22	1.09	1.29	4.40	8.33	11.50	5.45	2.79	2.73		
	A	20.2	15.9	20.2	17.7	15.8	18.7	63.9	121.0	167.0	79.1	40.5	39.6		
1955/56	H	85.1	61.7	33.4	25.3	17.8	31.5	136.2	396.9	373.2	363.8	195.5	279.9	2000.3	4.34
	Q	2.18	1.64	0.85	0.64	0.49	0.80	3.62	10.20	9.92	9.35	5.02	7.44		
	A	31.6	23.8	12.4	9.3	7.1	11.6	52.6	148.0	146.0	135.0	73.3	108.0		
1956/57	H	85.9	47.8	30.7	28.8	25.6	65.3	182.8	173.7	786.2	164.0	85.1	37.6	1713.5	3.75
	Q	2.20	1.27	0.78	0.74	0.73	1.68	4.86	4.47	20.90	4.22	2.19	1.00		
	A	32.0	18.5	11.4	10.8	10.6	24.5	70.8	65.0	304.0	61.5	31.8	14.6		
Mittel aller Jahre	H	112.2	88.3	43.7	31.9	24.8	41.5	138.2	352.3	462.4	196.9	184.6	131.3	1808.1	3.93
	Q	2.86	2.34	1.12	0.81	0.69	1.05	3.70	9.05	12.31	5.05	4.73	3.49		
	A	41.5	34.0	16.2	11.7	10.1	15.3	53.7	131.3	178.6	73.3	68.7	50.6		

Tabelle 11

Abfluß, Monats- und Jahresmittel

Boscotal Corino (28,3 km², H_m = 1939 m)

H = Abflußhöhe in mm

Q = Abflußmenge in m³ sec⁻¹A = Abflußspende in Liter sec⁻¹ km²

Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Ganzes Jahr	
														Summe	Mittel
1948/49	H	75.7	54.9	36.9	22.7	13.7	18.9	55.9	306.6	229.0	67.2	47.3	38.5	967.3	0.86
	Q	0.80	0.60	0.39	0.24	0.16	0.20	0.61	3.24	2.50	0.71	0.50	0.42		
	A	28.2	21.3	13.8	8.6	5.6	7.0	21.5	114.0	88.3	25.1	17.6	14.8		
1949/50	H	46.4	40.3	31.2	25.6	23.9	51.1	94.3	391.8	282.1	103.2	98.4	272.9	1461.2	1.31
	Q	0.49	0.44	0.33	0.27	0.28	0.54	1.03	4.14	3.08	1.09	1.04	2.98		
	A	17.3	15.5	11.6	9.5	9.9	19.1	36.4	146.0	109.0	38.5	36.8	105.0		
1950/51	H	75.7	47.6	38.8	36.9	33.3	37.9	98.0	558.4	1089.9	318.9	359.6	155.7	2850.7	2.55
	Q	0.80	0.52	0.41	0.39	0.39	0.40	1.07	5.90	11.90	3.37	3.80	1.70		
	A	28.3	18.4	14.5	13.8	13.8	14.1	37.8	208.0	420.0	119.0	134.0	60.0		
1951/52	H	122.1	293.1	76.7	35.0	24.8	30.3	121.8	318.0	381.9	138.2	67.2	86.1	1695.2	1.52
	Q	1.29	3.20	0.81	0.37	0.28	0.32	1.33	3.36	4.17	1.46	0.71	0.94		
	A	45.5	113.0	28.6	13.1	9.9	11.3	47.0	119.0	147.0	51.6	25.1	33.2		
1952/53	H	86.1	76.9	41.6	28.4	26.5	36.9	131.0	224.3	260.1	217.7	64.4	220.7	1414.6	1.27
	Q	0.91	0.84	0.44	0.30	0.31	0.39	1.43	2.37	2.84	2.30	0.68	2.41		
	A	32.2	29.7	15.5	10.6	11.0	13.8	50.6	84.0	100.0	81.2	24.0	85.2		
1953/54	H	387.1	145.6	56.8	35.0	20.5	30.3	102.6	282.0	402.1	238.5	451.4	122.7	2274.6	2.03
	Q	4.09	1.59	0.60	0.37	0.24	0.32	1.12	2.98	4.39	2.52	4.77	1.34		
	A	144.0	56.2	21.2	13.1	8.5	11.3	39.6	105.0	155.0	89.0	169.0	47.3		
1954/55	H	50.2	36.6	40.7	33.1	23.1	31.2	185.0	477.9	439.6	139.1	68.1	60.4	1585.0	1.42
	Q	0.53	0.40	0.43	0.35	0.27	0.33	2.02	5.05	4.80	1.47	0.72	0.66		
	A	18.7	14.1	15.2	12.4	9.5	11.6	71.4	178.0	170.0	52.0	25.5	23.3		
1955/56	H	56.8	49.5	32.2	25.6	18.6	20.8	70.5	393.7	415.8	331.2	203.5	310.5	1928.7	1.72
	Q	0.60	0.54	0.34	0.27	0.21	0.22	0.77	4.16	4.54	3.50	2.15	3.39		
	A	21.2	19.1	12.0	9.6	7.4	7.6	27.2	148.0	160.0	124.0	76.2	120.0		
1956/57	H	112.6	58.6	33.1	30.3	21.4	54.9	142.9	158.1	641.1	180.8	114.5	45.8	1594.1	1.43
	Q	1.19	0.64	0.35	0.32	0.25	0.58	1.56	1.67	7.00	1.91	1.21	0.50		
	A	42.2	22.7	12.4	11.3	8.8	20.5	55.1	59.0	247.0	67.5	42.8	17.7		
Mittel aller Jahre	H	112.4	89.2	43.1	30.3	22.7	34.6	111.3	345.6	460.1	192.6	163.7	145.8	1752.4	1.57
	Q	1.19	0.97	0.46	0.32	0.23	0.36	1.21	3.65	5.02	2.04	1.73	1.59		
	A	42.0	34.4	16.1	11.3	9.4	12.9	42.9	129.0	177.4	72.0	61.2	56.3		

Tabelle 12

Abfluß, Monats- und Jahresmittel

Campo- und Boscotal Collinasca (97,2 km², H_m = 1895 m)

H = Abflußhöhe in mm

Q = Abflußmenge in m³ sec⁻¹A = Abflußspende in Liter sec⁻¹ km²

Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Ganzes Jahr	
														Summe	Mittel
1948/49	H	72.7	55.2	36.6	25.9	17.2	20.7	66.7	352.7	189.1	55.7	42.1	38.7	973.3	2.98
	Q	2.64	2.07	1.33	0.94	0.69	0.75	2.50	12.80	7.09	2.02	1.53	1.45		
	A	27.2	21.3	13.7	9.7	7.1	7.2	25.7	131.0	73.0	20.8	15.8	14.9		
1949/50	H	41.0	40.3	30.0	25.4	22.4	47.7	92.8	413.3	288.0	85.1	95.1	164.5	1345.6	4.14
	Q	1.49	1.51	1.09	0.92	0.90	1.73	3.48	15.00	10.80	3.09	3.45	6.17		
	A	15.3	15.6	11.2	9.5	9.3	17.8	35.8	154.0	111.0	31.8	35.5	63.6		
1950/51	H	62.3	43.7	35.8	32.5	29.9	36.9	134.1	556.6	1077.3	372.0	391.3	130.9	2903.3	8.93
	Q	2.26	1.64	1.30	1.18	1.20	1.34	5.03	20.20	40.40	13.50	14.20	4.91		
	A	23.3	16.9	13.4	12.2	12.4	13.8	51.8	208.0	416.0	139.0	146.0	50.6		
1951/52	H	106.1	301.3	79.1	37.5	24.0	37.2	180.8	410.6	405.3	143.8	88.7	112.3	1926.7	5.93
	Q	3.85	11.30	2.87	1.36	0.93	1.35	6.78	14.90	15.20	5.22	3.22	4.21		
	A	39.7	116.0	29.6	14.0	9.6	13.9	69.7	152.0	156.0	53.7	33.1	43.3		
1952/53	H	111.9	62.1	41.6	30.0	26.4	43.0	134.1	216.9	277.3	205.0	66.1	238.9	1453.3	4.47
	Q	4.06	2.33	1.51	1.09	1.06	1.56	5.03	7.87	10.40	7.44	2.40	8.96		
	A	41.8	24.0	15.5	11.2	10.9	16.0	51.8	81.0	107.0	76.5	24.6	92.0		
1953/54	H	388.5	144.0	51.5	31.7	21.7	32.8	112.0	267.0	354.7	184.1	531.8	114.1	2233.9	6.83
	Q	14.10	5.40	1.87	1.15	0.87	1.19	4.20	9.69	13.30	6.68	19.30	4.28		
	A	145.0	55.6	19.2	11.8	8.9	12.2	43.2	99.7	137.0	68.7	198.8	44.0		
1954/55	H	52.9	40.0	49.9	43.3	33.8	45.2	170.9	369.2	434.7	190.7	96.7	90.1	1617.4	4.98
	Q	1.92	1.50	1.81	1.57	1.36	1.64	6.41	13.40	16.30	6.92	3.51	3.38		
	A	19.8	15.4	18.6	16.1	14.0	16.9	65.9	138.0	168.0	71.0	36.1	34.8		
1955/56	H	76.6	58.1	32.8	25.1	18.8	28.1	116.5	396.8	386.7	352.7	197.6	288.0	1977.0	6.07
	Q	2.78	2.18	1.19	0.91	0.70	1.02	4.37	14.40	14.50	12.80	7.17	10.80		
	A	28.6	22.4	12.2	9.3	7.2	10.5	45.0	148.0	149.0	132.0	73.8	111.0		
1956/57	H	93.4	50.9	31.1	29.2	24.4	62.3	171.2	169.2	744.0	168.9	93.7	40.0	1678.3	5.18
	Q	3.39	1.91	1.13	1.01	0.98	2.26	6.42	6.14	27.90	6.13	3.40	1.50		
	A	35.0	19.8	11.6	10.9	10.1	23.3	66.2	63.2	287.0	63.0	35.0	15.4		
Mittel aller Jahre	H	111.7	88.4	43.2	31.1	24.2	39.3	131.0	350.3	461.9	195.3	178.1	135.3	1789.8	5.50
	Q	4.05	3.31	1.58	1.13	0.92	1.41	4.91	12.70	17.33	7.09	6.46	5.08		
	A	41.7	34.0	16.2	11.6	9.5	14.5	50.5	130.7	178.3	72.9	66.5	52.3		

Tabelle 13

Tagesmittel von Temperatur, Niederschlag und Abfluß für die Monate Mai 1954, Mai 1956, April, Mai und Juni 1955:

(T in Grad C nach Thermohygrograph Campo, N in mm nach Pluviograph Campo, A in m³sec⁻¹ nach A-Station Collinasca)

Mai 1954			Mai 1956			April 1955			Mai 1955			Juni 1955		
T	N	A	T	N	A	T	N	A	T	N	A	T	N	A
5,2	12,5	4,2	3,2		5,2	1,0		2,6	12,7		9,1	9,5	3	7,6
4,5	15,6	5,0	4,7		5,1	3,0		2,6	9,0	9,3	9,1	11,2		7,6
1,5	4,4	4,9	7,2		5,2	7,0		2,8	7,0	1,8	9,3	9,7	5	7,5
2,2	4,1	3,5	8,7		5,8	5,0		2,6	6,5		8,2	8,2	16	7,9
5,2		2,9	9,2		6,8	7,0		2,8	10,2	1,8	7,9	11,0	4	10,4
9,5		2,8	9,0		7,7	7,0		3,4	11,2	4,3	8,9	13,5		10,1
7,0		3,1	11,2		9,1	5,0	6,4	4,2	8,2		10,2	10,7	101	31,6
10,2		3,9	12,5		9,8	6,5		4,5	10,2		12,5	10,2	24	23,6
12,2		5,0	12,7		10,9	9,0		4,9	11,5		12,5	7,0	65	22,3
14,0		6,8	11,2		10,6	6,5		5,4	10,2		12,7	10,2		21,2
12,0		9,0	7,2	1	9,2	8,0		5,4	8,2		10,1	8,0		12,7
12,7		9,7	7,2		7,9	5,2		5,4	10,2		9,7	6,5	2	10,3
12,5		9,9	7,2		7,9	7,2		4,9	8,7		9,1	8,5	2	9,5
13,0	1,2	9,7	8,7		8,4	5,0		4,7	7,2	10,8	9,1	10,5		9,3
5,5	25,0	10,0	8,5		8,1			4,3	6,0	5,5	9,1	13,2		9,3
5,0	7,0	8,7	11,5		9,0	-1,7		3,8	6,2		8,2	15,0		9,8
8,2	2,9	8,1	11,2		9,1	1,7		3,5	3,5	7,7	8,0	13,7	7	10,3
8,0	1,9	8,1	11,2		10,3	7,5		3,6	2,2	26,2	8,2	13,0	4	10,6
8,0		7,7	11,0	30	11,8	3,2		3,5	4,0		6,6	13,0	10	11,6
7,0		7,5	10,0	1	10,9	3,0		3,5	5,0	1,0	5,7	11,0	18	12,0
6,5		5,9	9,2	2	11,2	5,7		3,6	5,7		4,9	12,7	6	11,6
3,2	1,2	5,0	8,0	15	12,9	6,5		4,0	4,0		4,9	14,5		10,6
1,2	27,0	5,1	10,0	30	21,2	6,2		4,4	7,0		4,9	14,5		10,5
8,0	13,9	5,0	6,7	19	16,6	7,5		4,7	9,7		6,0	15,5		9,0
10,0		5,4	9,5		10,0	8,5		5,0	9,2	1,2	7,2	14,7	1	8,7
12,7		6,2	11,7		9,8	4,7		5,1	9,5	2,7	7,3	17,0	1	8,4
14,7		6,8	13,5		10,6	8,0		4,8	7,5	10,0	7,5	16,0		8,1
15,7		8,8	17,5		13,1	10,2		5,9	9,7		8,5	14,0	1	7,5
12,7	1,2	9,3	16,7	10	15,4	10,5		7,0	8,7		7,7	14,7		7,2
13,0		9,3	15,2	6	12,4	12,0		8,5	8,7		7,5	15,0		7,4
7,0	24,4	10,4	8,2		13,3				9,2	0,6	7,5			

Abbildung 1

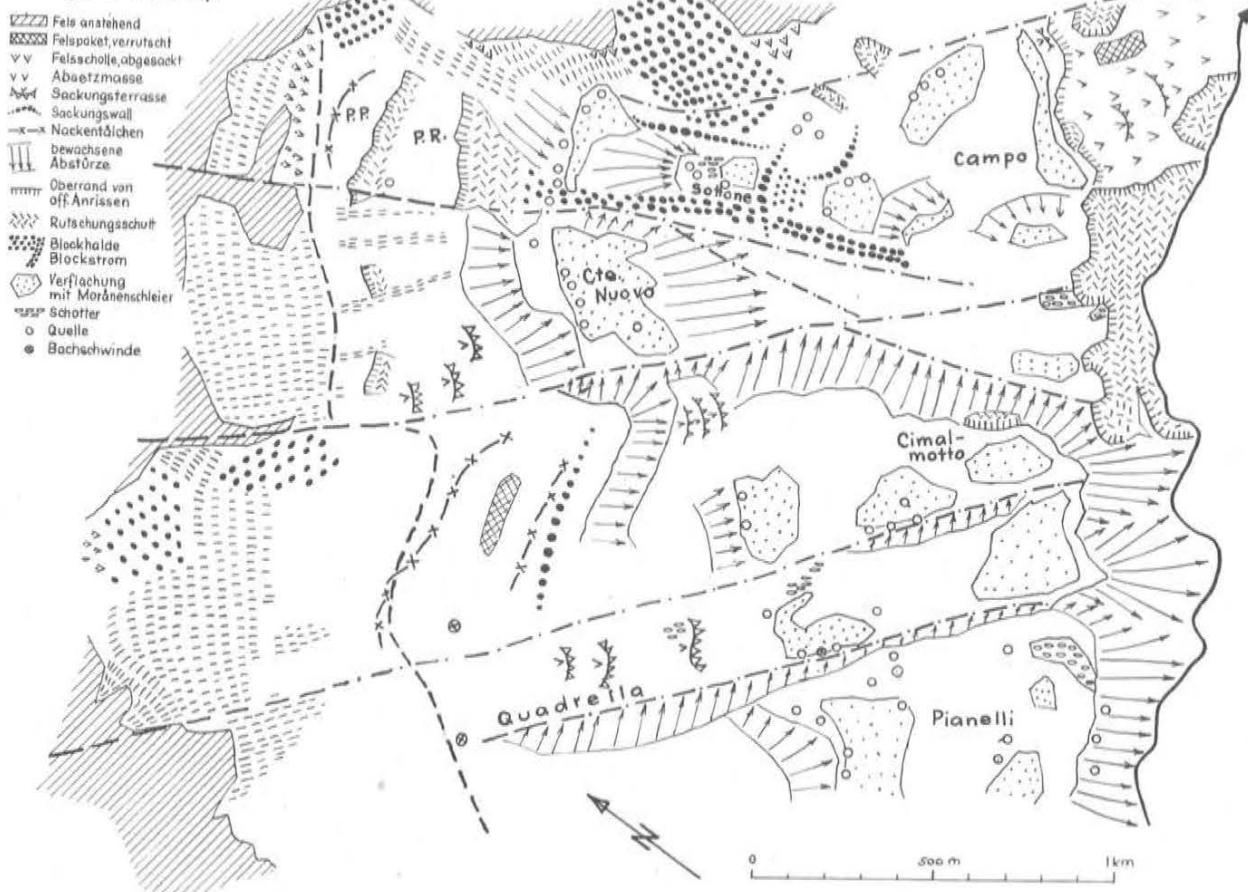
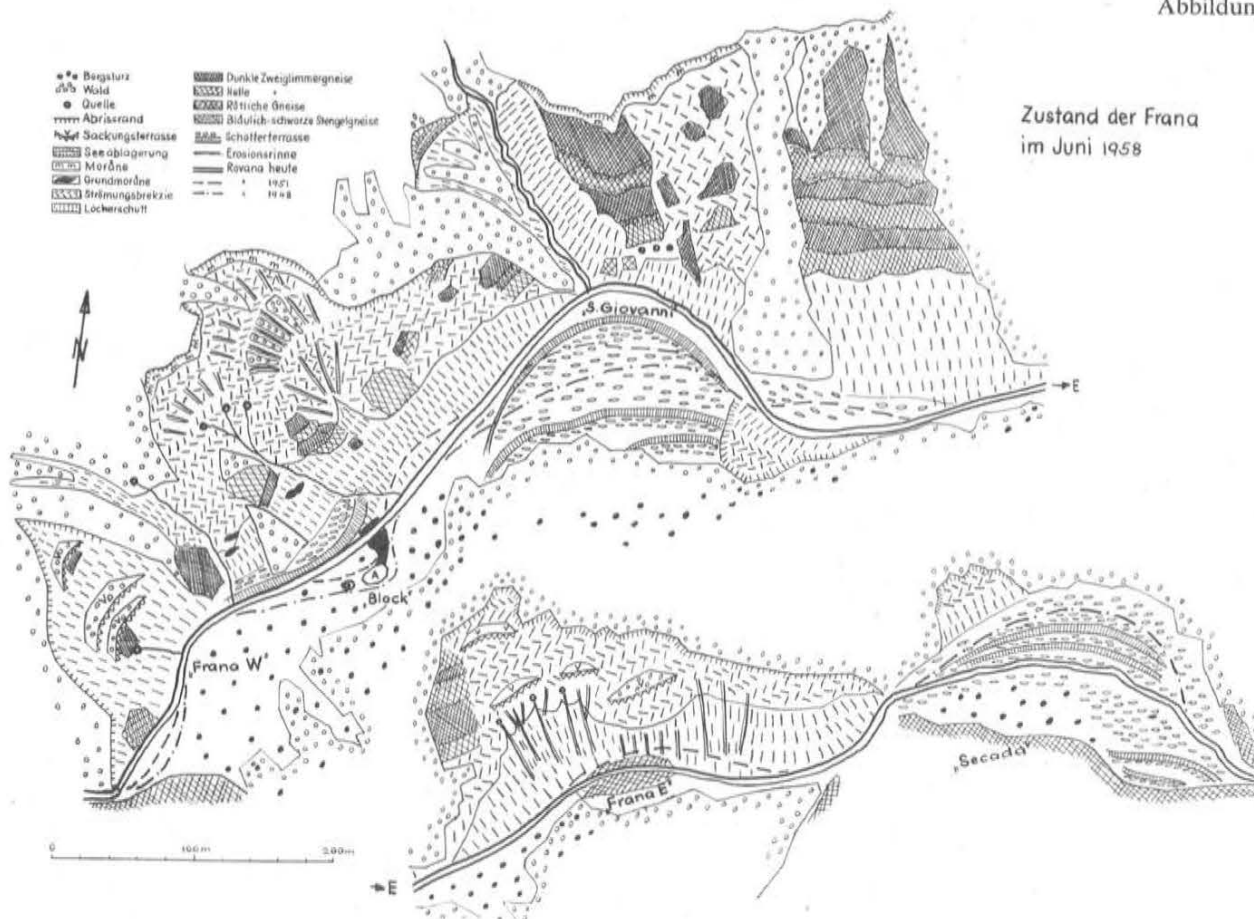
Oberflächenformen im
Rutschgebiet von Campo

Abbildung 2

Zustand der Frana
im Juni 1958

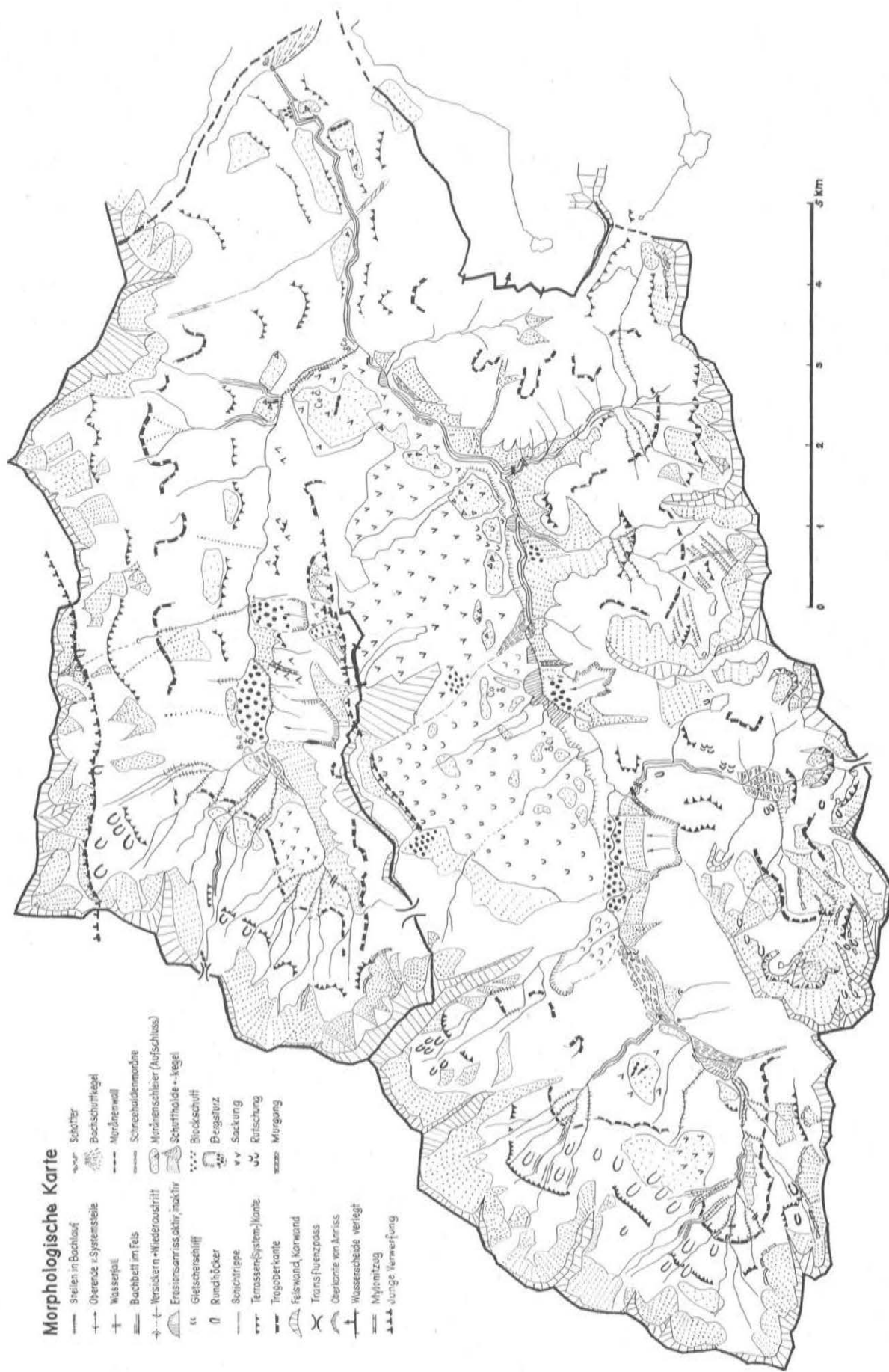
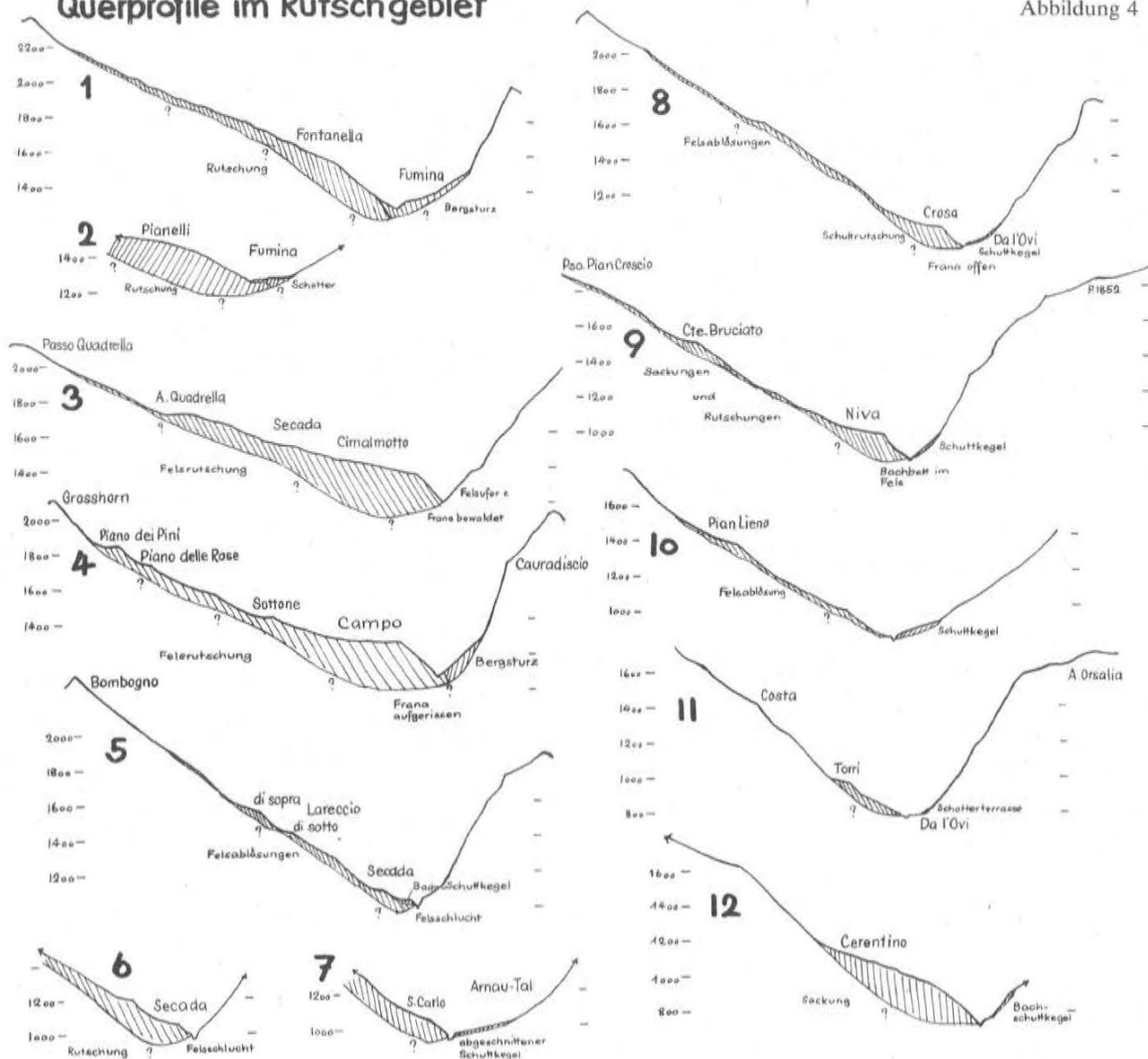


Abbildung 3

Querprofile im Rutschgebiet

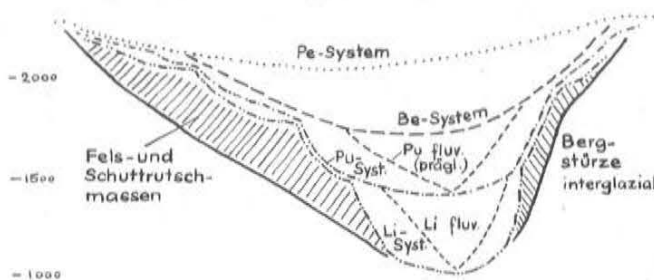
Abbildung 4



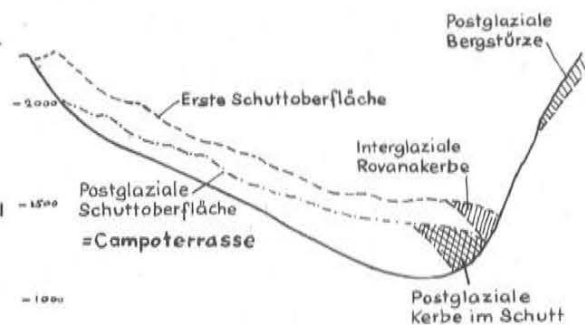
Hypothetische Profile zur Talgeschichte

(vergl. Profil 4 oben)

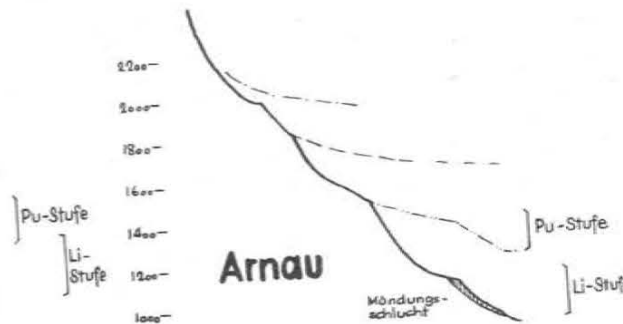
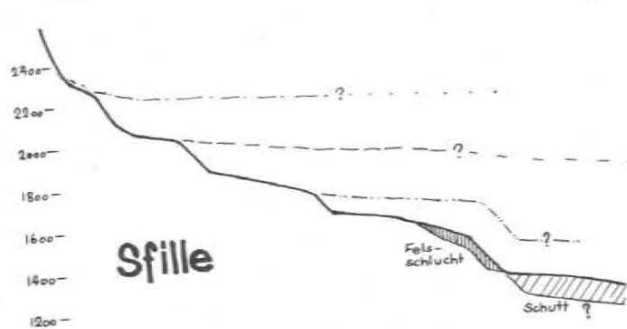
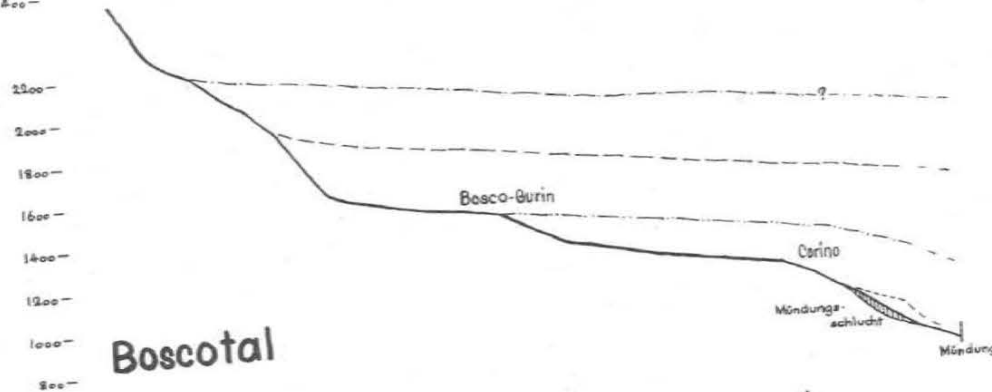
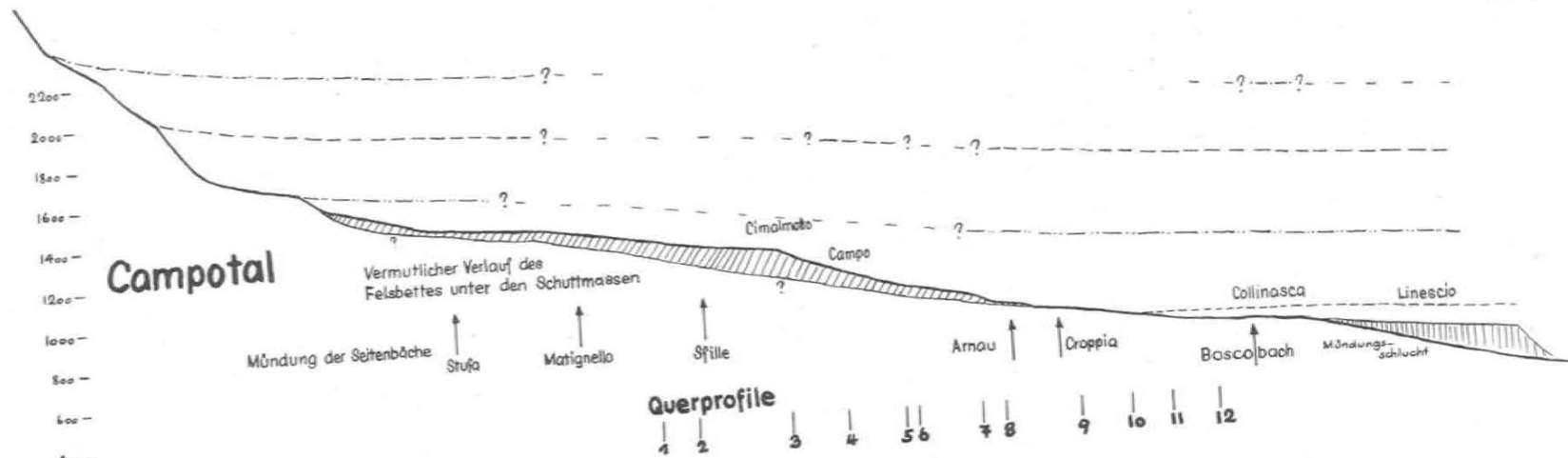
Vor den grossen Rutschungen



Nach Beginn der Rutschungen



Längsprofile



Talstufe bei Collinasca

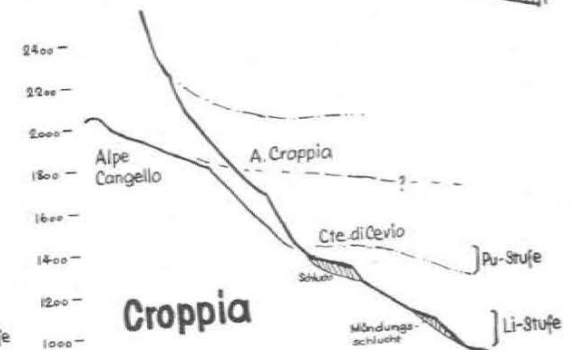
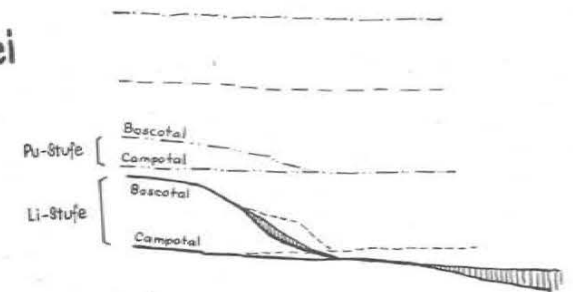
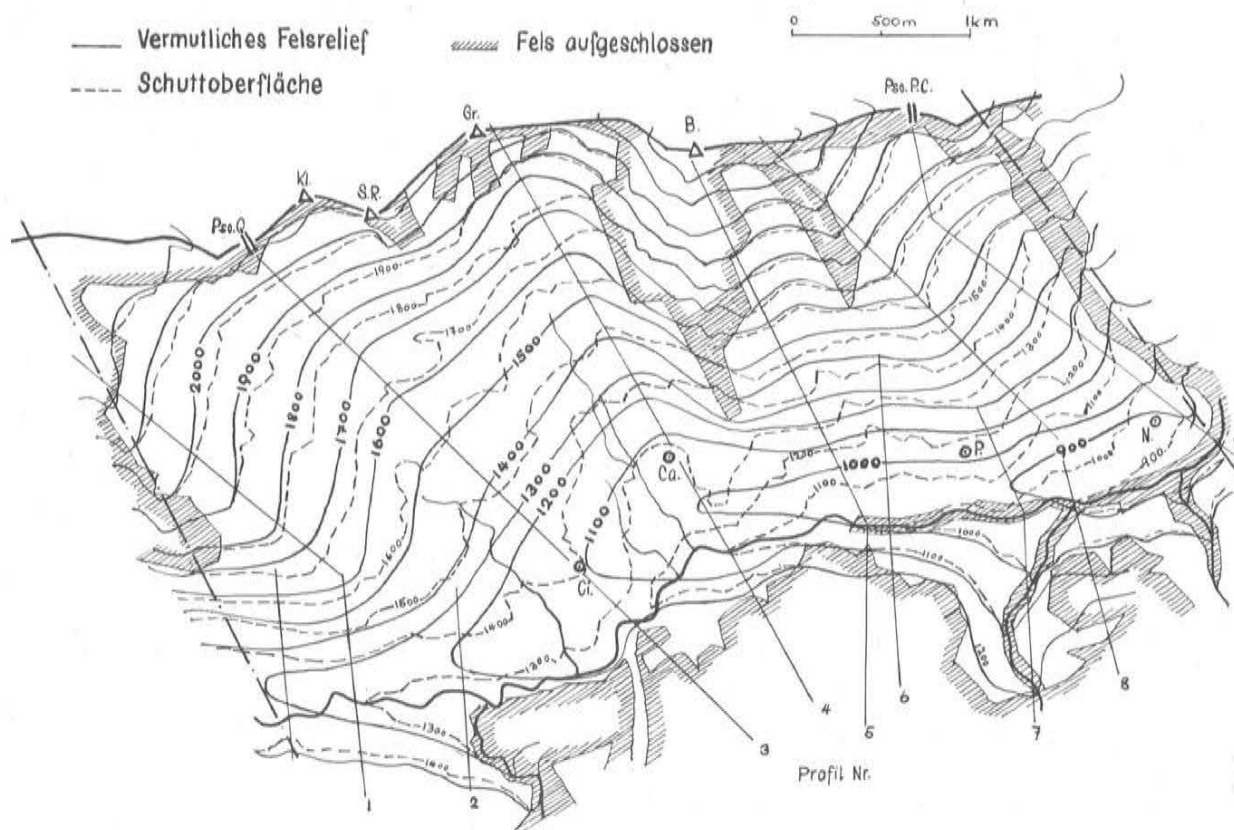
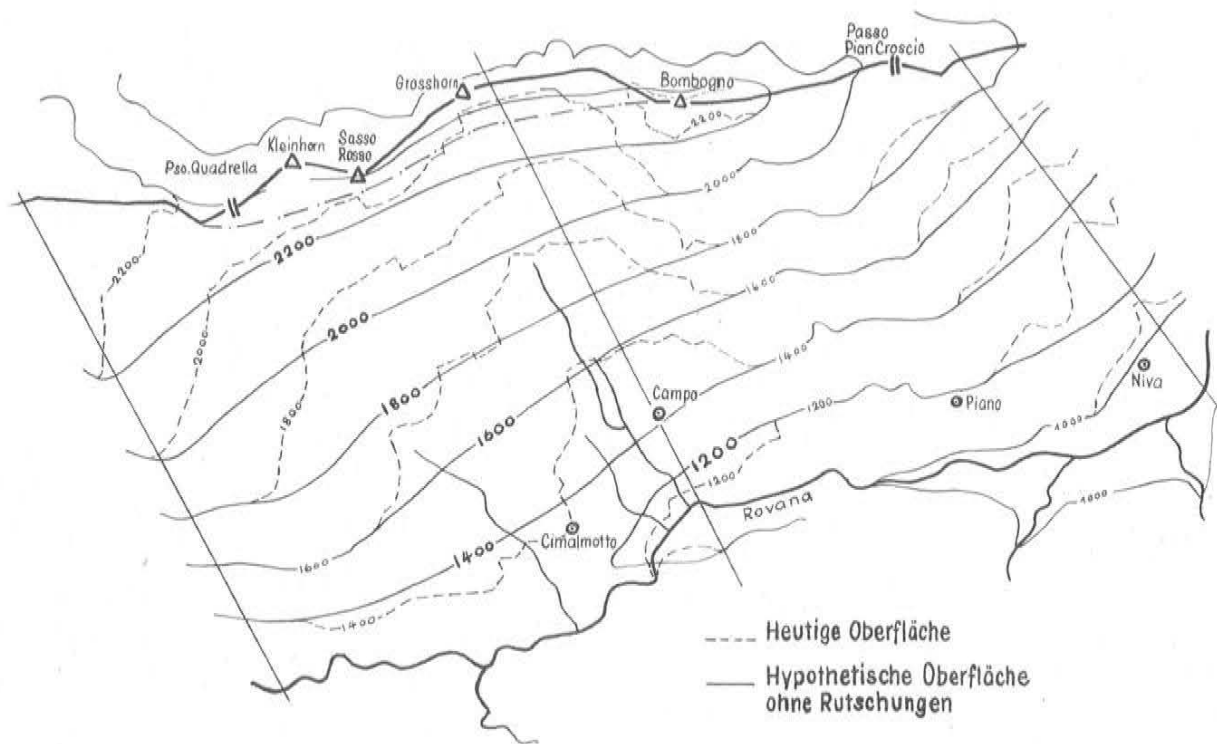


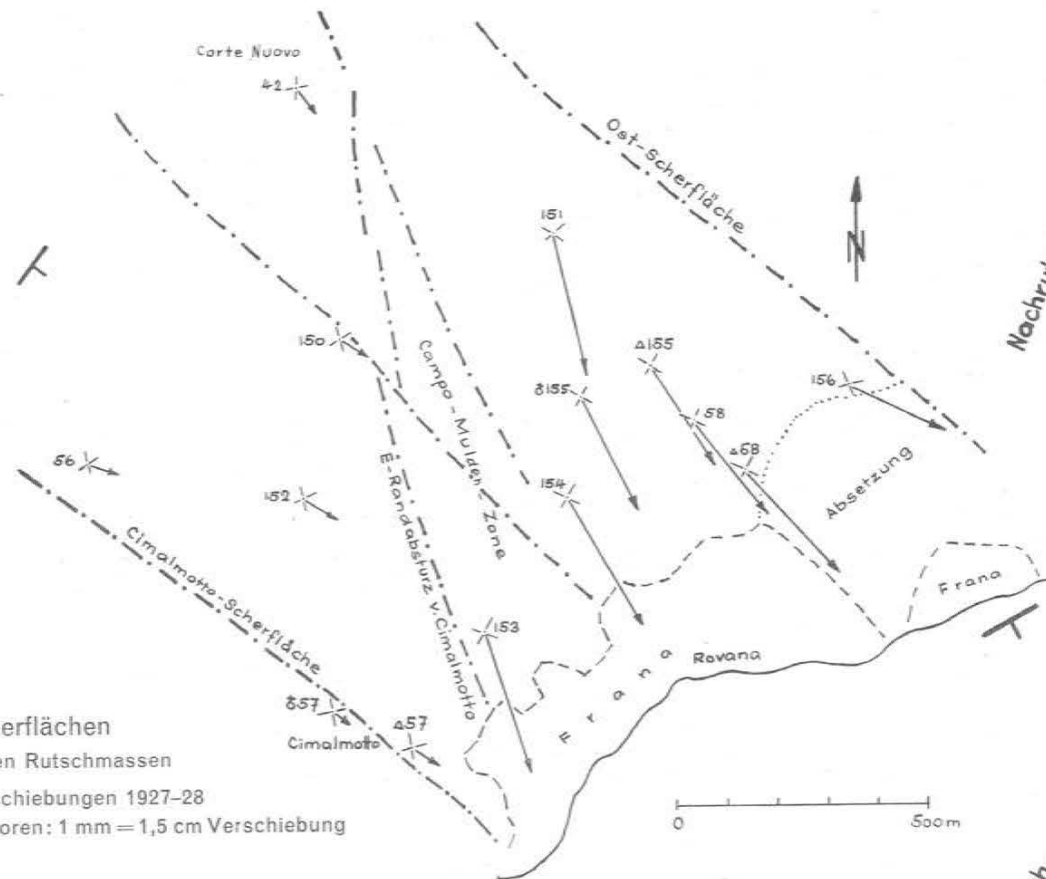
Abbildung 5

Abschätzung der Lockermassen

Abbildung 6



Scherflächen
in den Rutschmassen
Verschiebungen 1927-28
Vektoren: 1 mm = 1,5 cm Verschiebung



Zerschierung des alten
Saumwegs bei Niva
Masse mit Schritten geschätzt

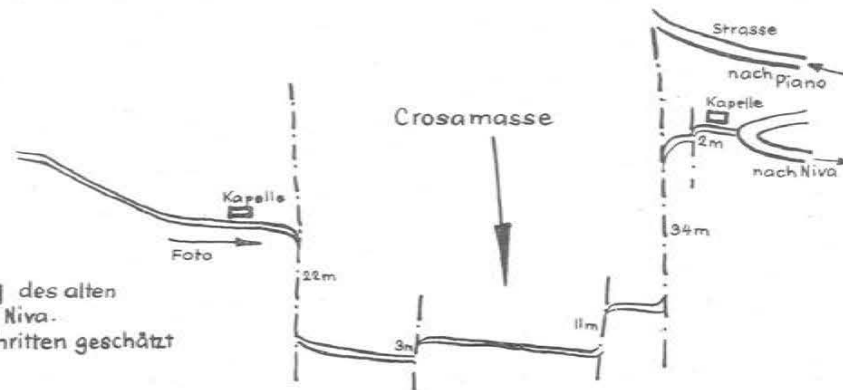
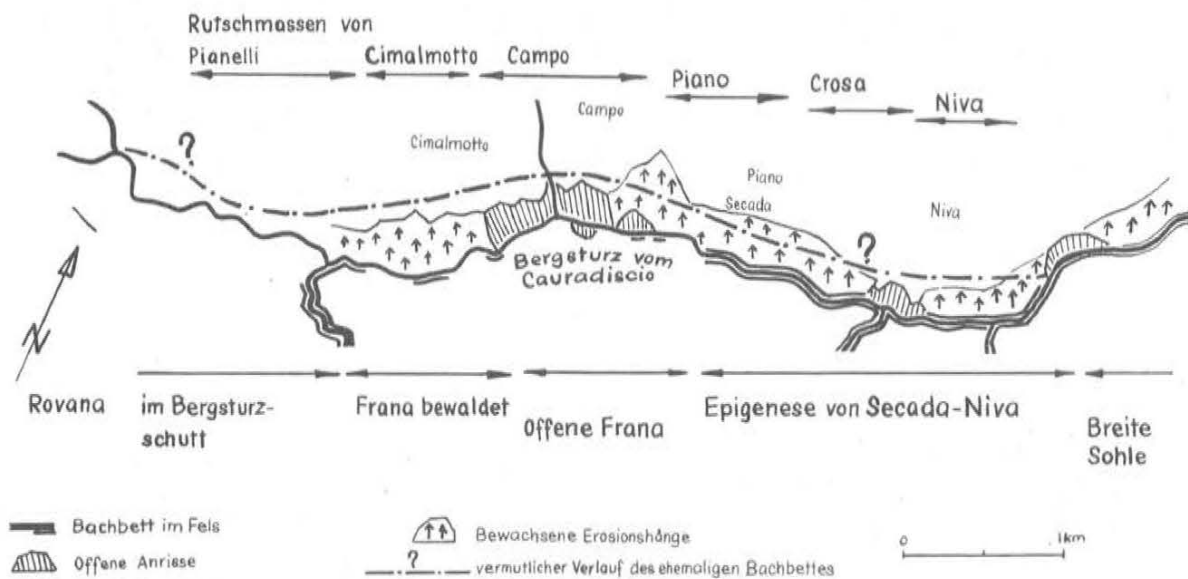


Abbildung 7

Die Rutschungen und die Secada-Schlucht

Abbildung 8



Der epigenetische Durchbruch bei Collinasca

- Anstehender Fels
- Sackung von Cerentino
- Schotterterrassen
- Schuttkegel und -halden
- Anriss im Schutt
- Bachbett im Fels
- Schlucht

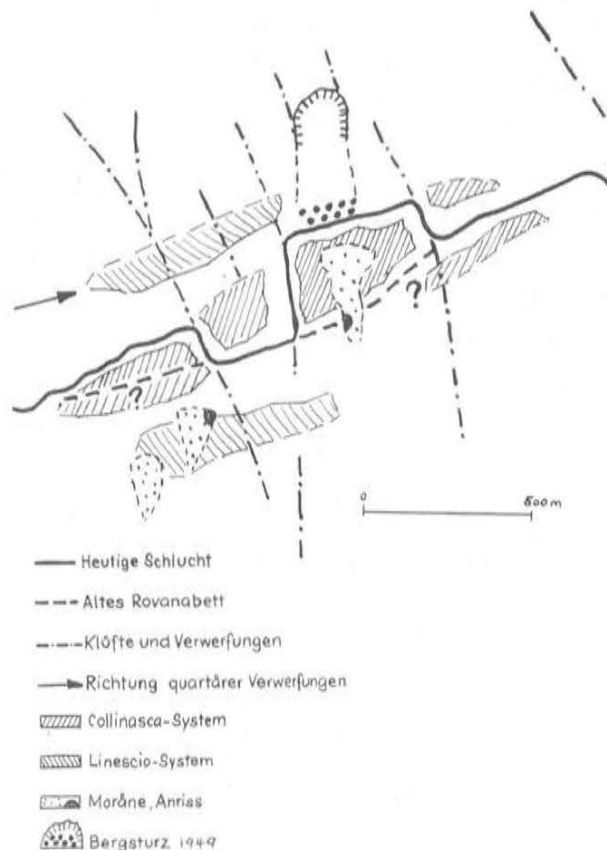
Morphologische Skizze

0 1 km

- Kleinkörnige Orthogneise der Orsaka-Serie
- Pargneise und Glimmerschiefer
- Rauhwaacke und Quarzite
- Dolomit
- Lockermassen

Geologische Skizze

Die epigenetische Schlucht bei Linescio



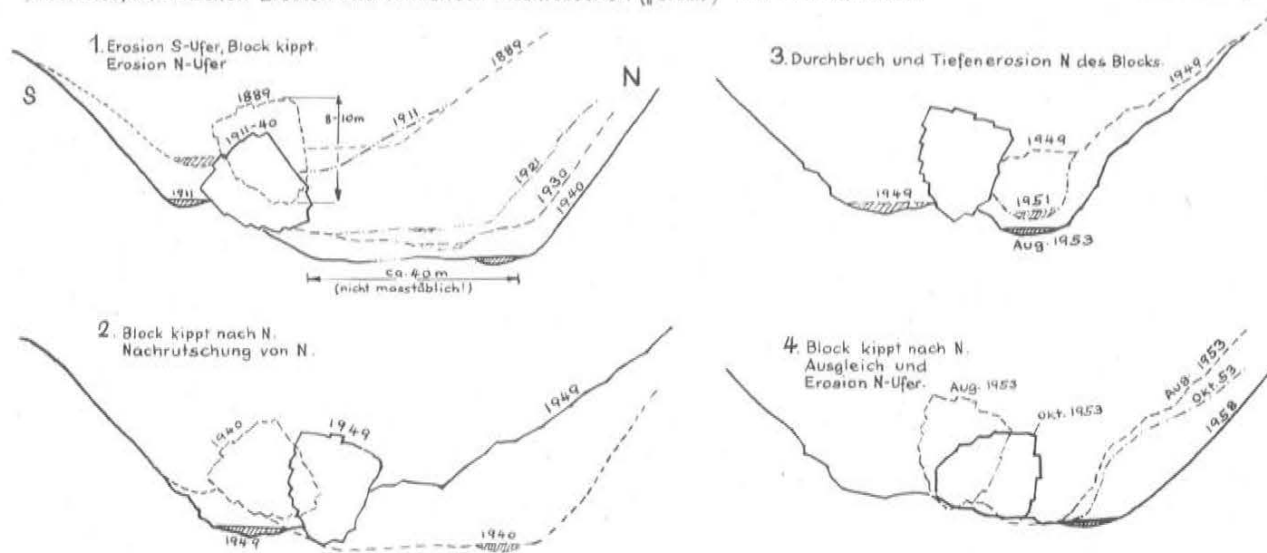


Abbildung 10

Beziehung zwischen Meereshöhe und Niederschlag



Mittlere Monatswerte der Niederschläge in % der mittleren Jahressumme

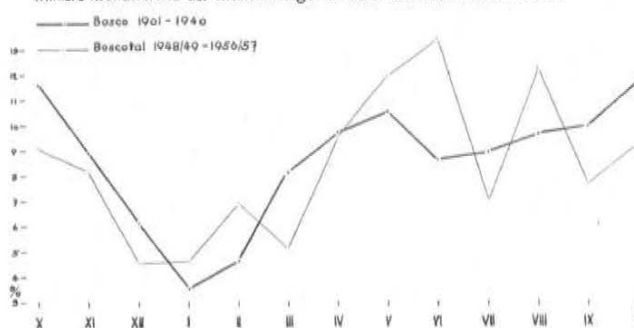


Abbildung 11

Abbildung 12

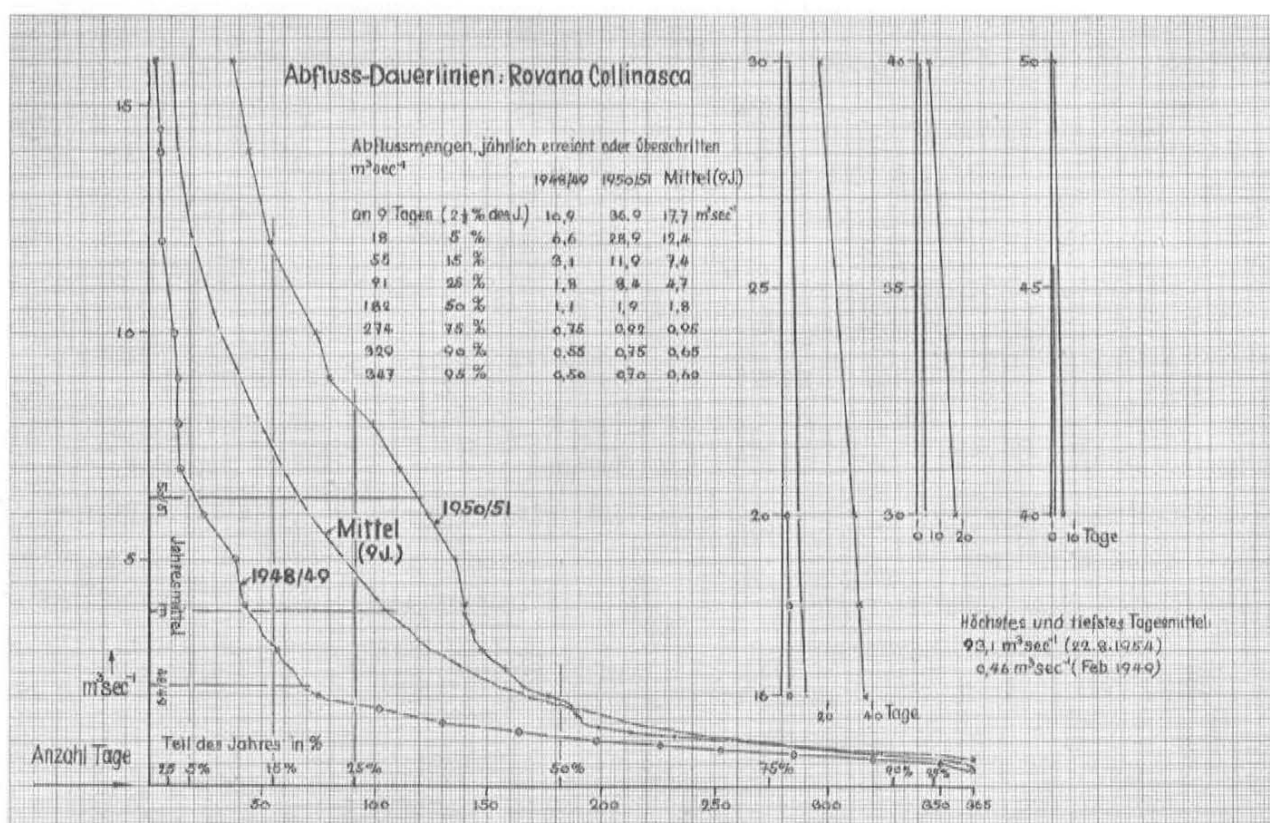


Abbildung 13

N- und A-Stationen

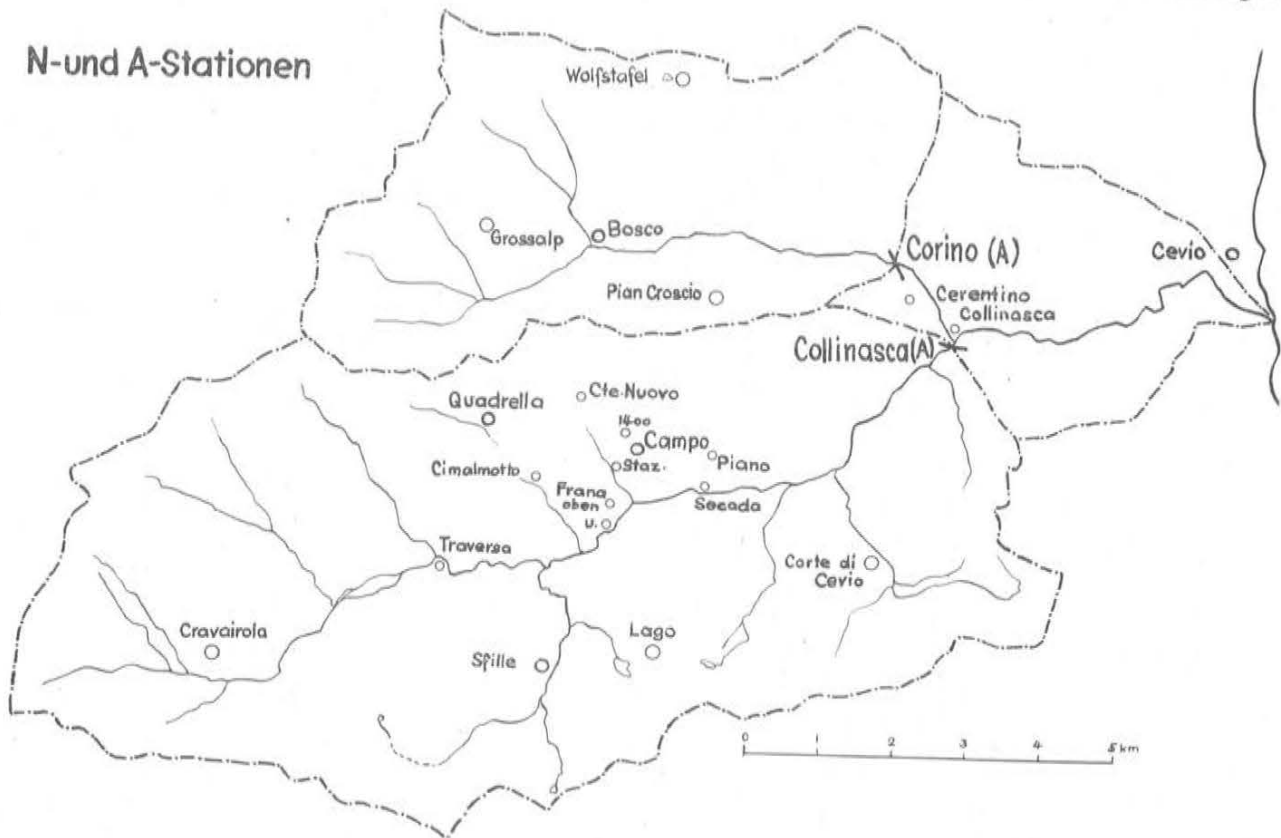
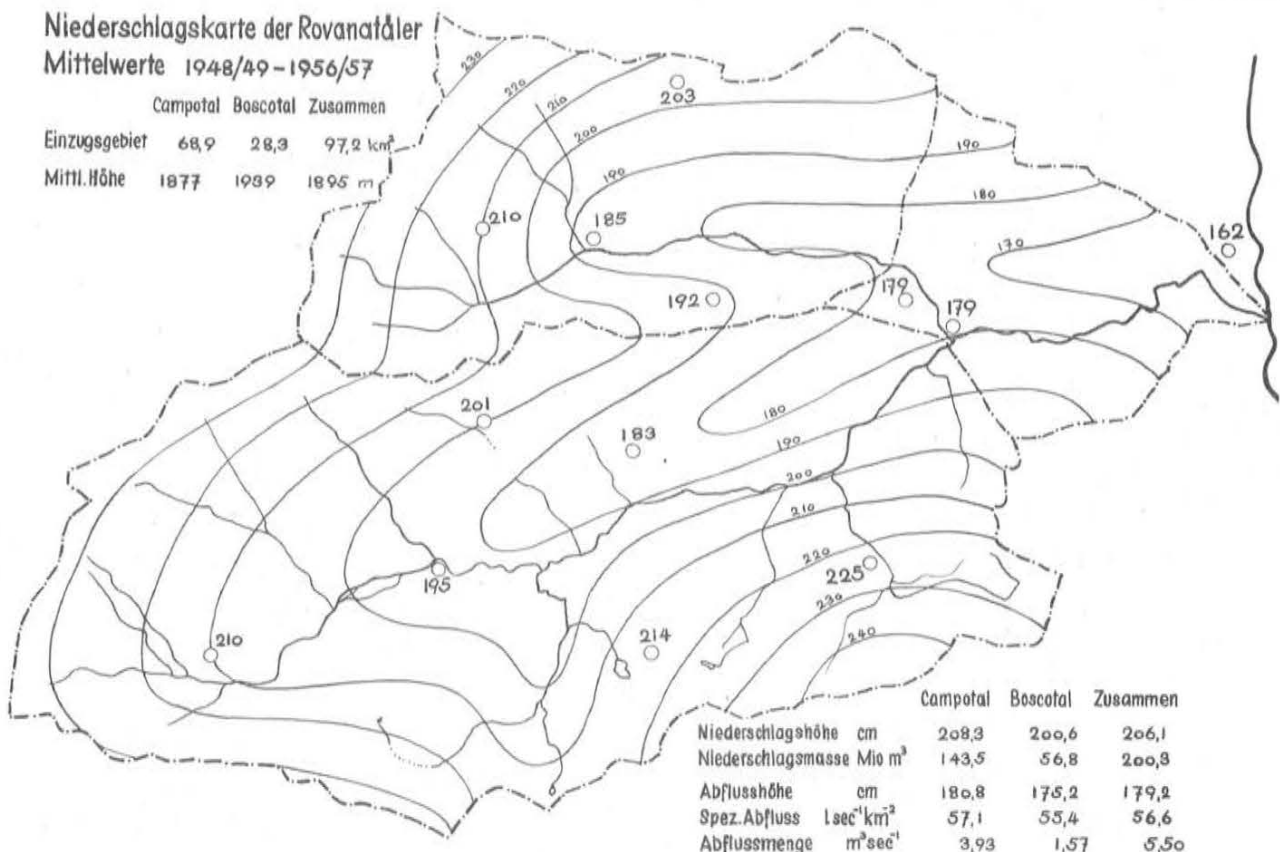


Abbildung 14

Niederschlagskarte der Rovana-Täler
Mittelwerte 1948/49–1956/57

	Campotal	Boscotal	Zusammen
Einzugsgebiet	68,9	28,3	97,2 km ²
Mittl. Höhe	1877	1939	1895 m



	Campotal	Boscotal	Zusammen
Niederschlagshöhe cm	208,3	200,6	206,1
Niederschlagsmasse Mio m ³	143,5	56,8	200,3
Abflusshöhe cm	180,8	175,2	179,2
Spez. Abfluss lsec ⁻¹ km ²	57,1	55,4	56,6
Abflussmenge m ³ sec ⁻¹	3,93	1,57	5,50

Korrelation der Jahreswerte N und A
Campotal

$$k = 0,926$$

$$A\text{-Koeffizient} = 87,55\%$$

Gerade:

$$N = 0,91A + 419,72$$

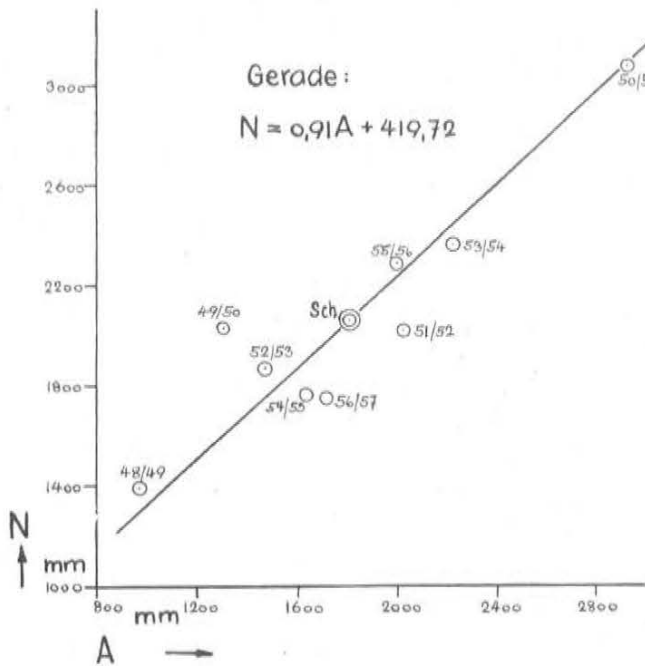


Abbildung 15

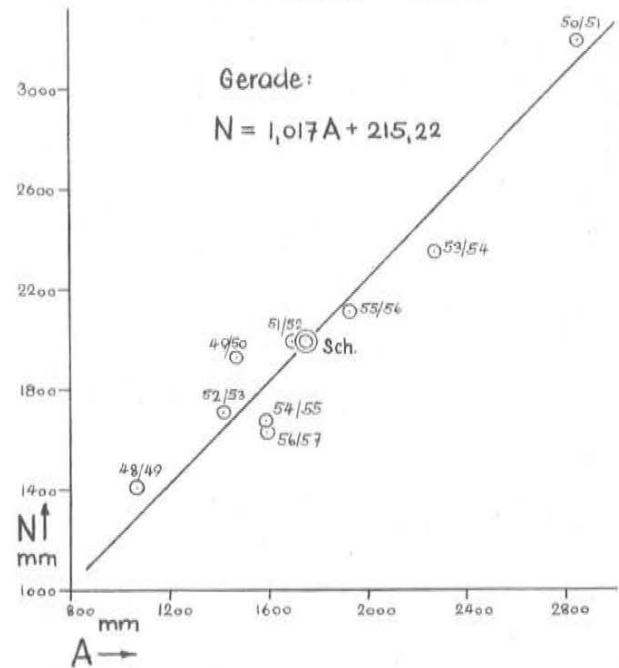
Boscotal

$$k = 0,957$$

$$A\text{-Koeffizient} = 87,7\%$$

Gerade:

$$N = 1,017A + 215,22$$



Korrelation zwischen Winter-N und Sommer-A
Campotal

$$k = 0,877$$

Gerade:

$$A_{IV-VII} = 0,976 N_{X-III} - 358,28$$

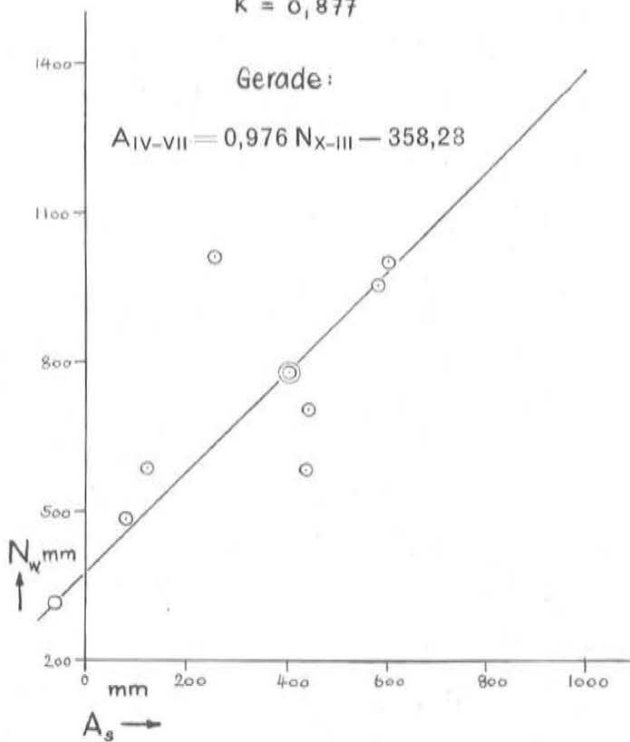


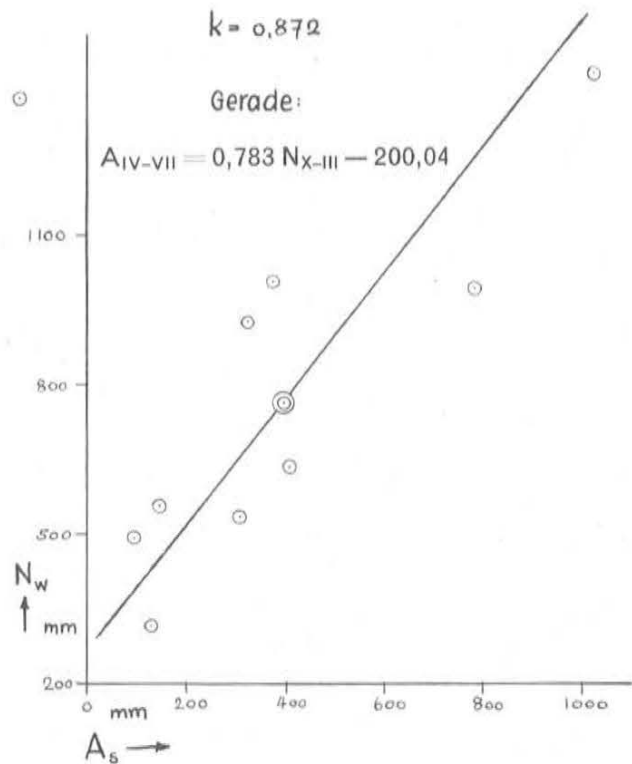
Abbildung 16

Boscotal

$$k = 0,872$$

Gerade:

$$A_{IV-VII} = 0,783 N_{X-III} - 200,04$$



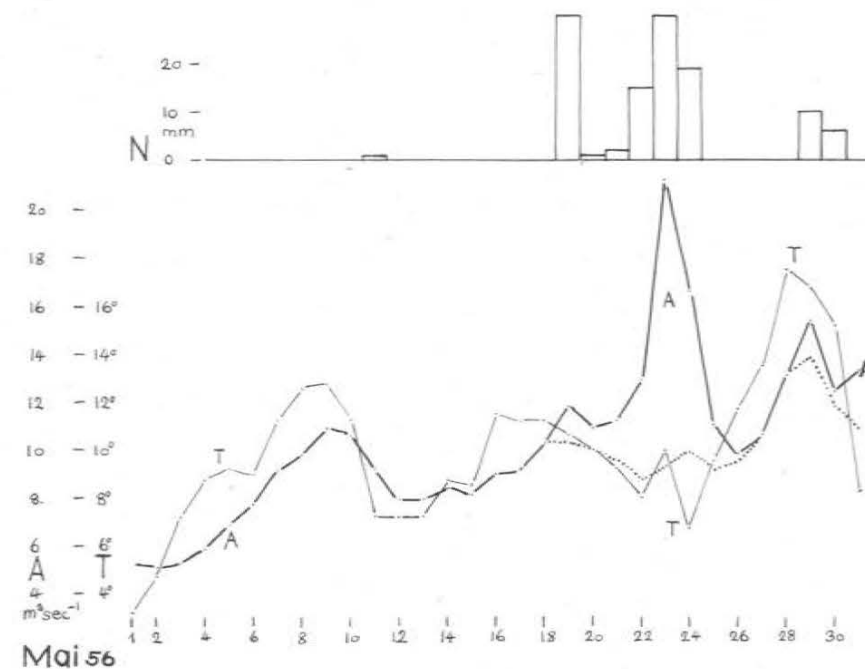
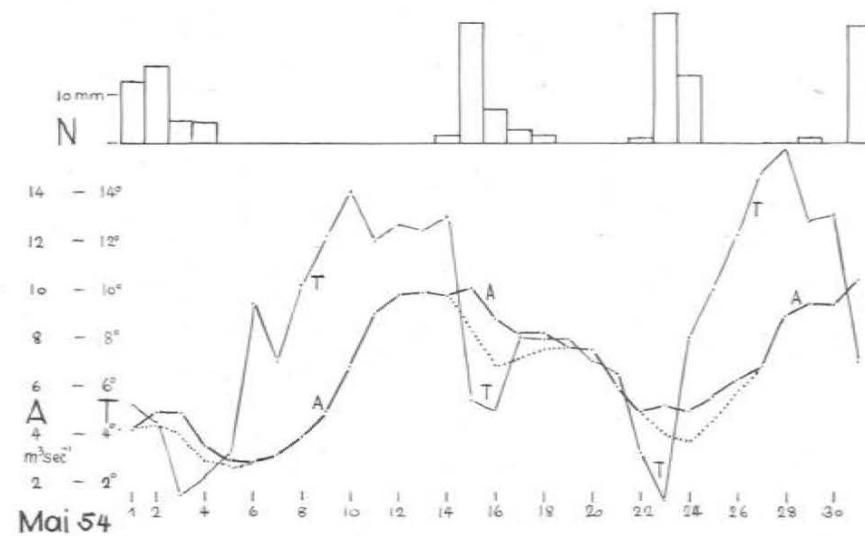
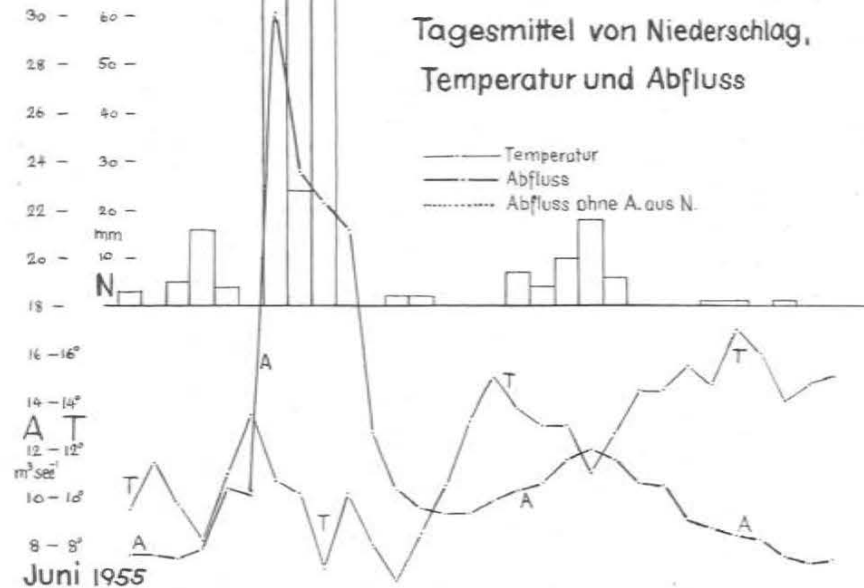
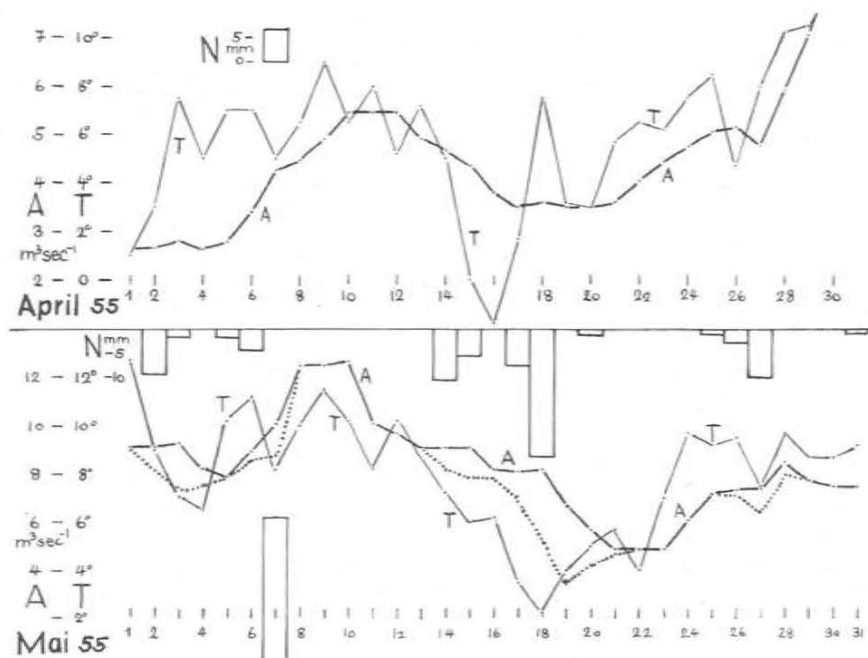
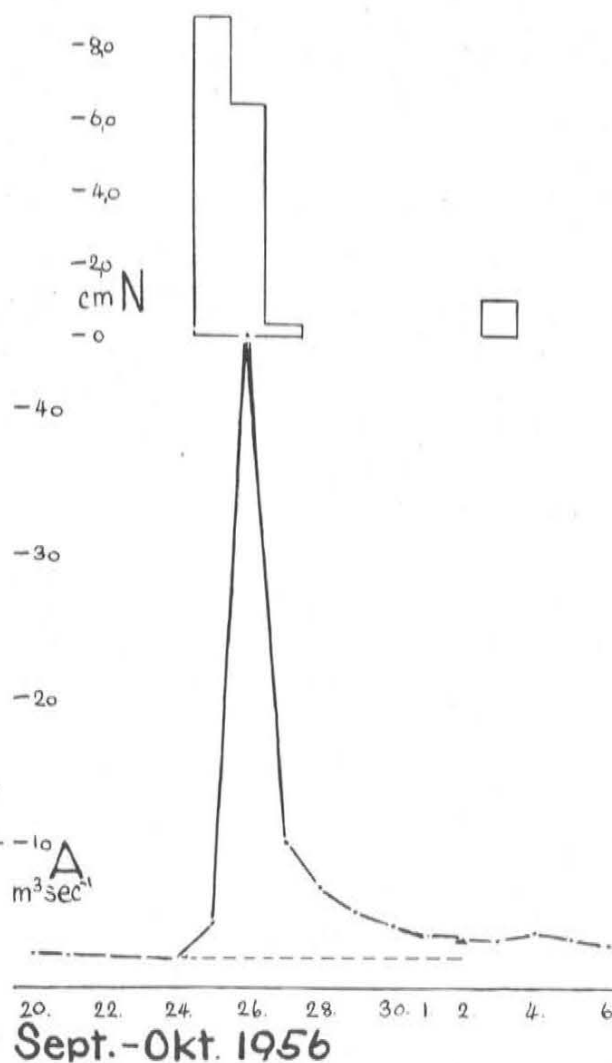
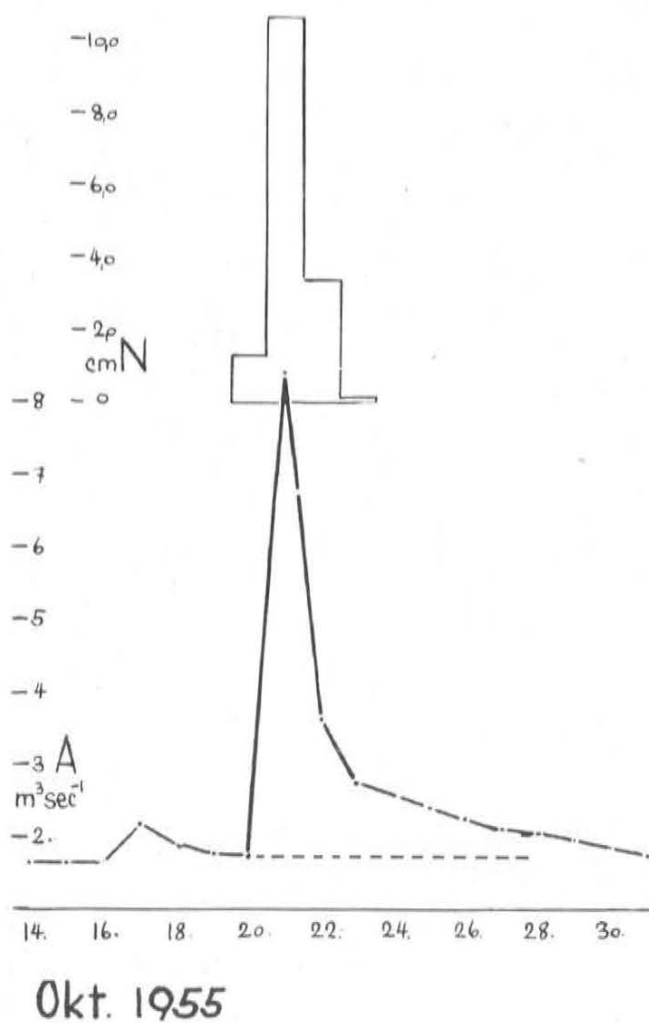
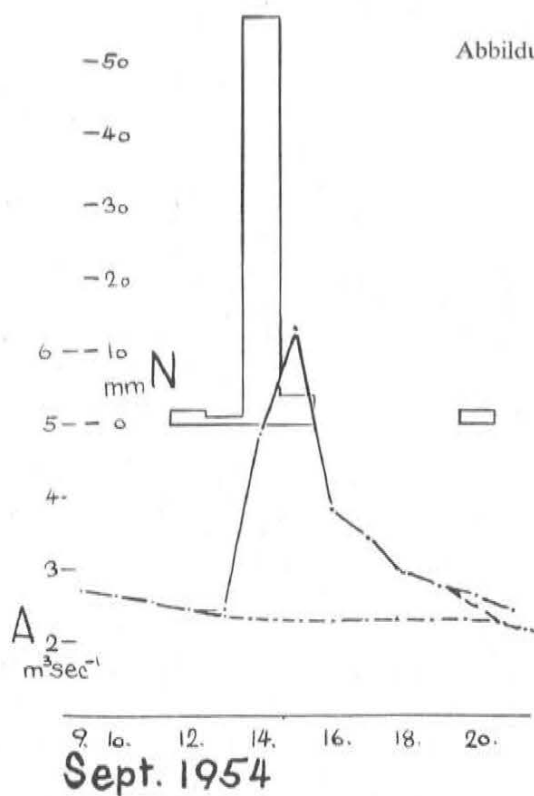
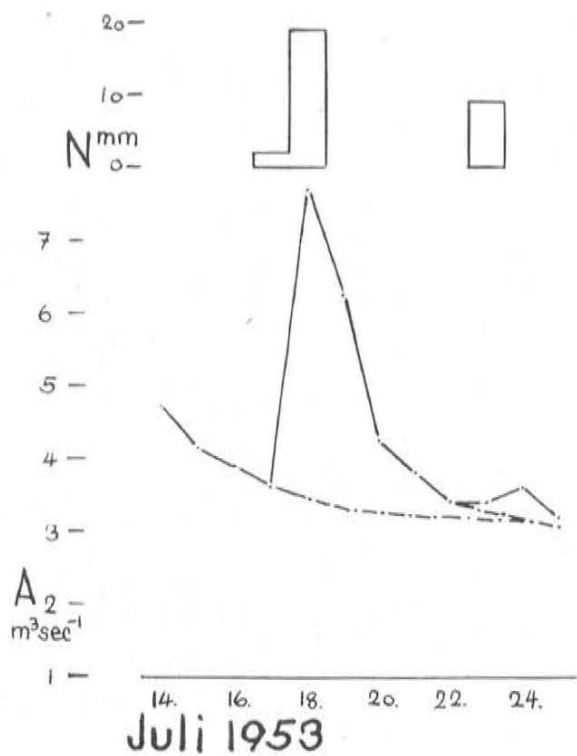


Abbildung 17



Abflußkurven einiger isolierter Niederschläge



1



2



3



4

5



- 1 Blick von Corte Nuovo (Cravairola) talauswärts nach ENE. Isoklinale Talanlage. In der Bildmitte die Terrasse von Cimalmotto.
- 2 Blick vom Piano dei Pini nach S auf Campo, Corte Nuovo und Cimalmotto. Hintergrund: Steile Südflanke mit Bergsturz- und Gehängeschuttkegeln.
- 3 Blick vom Pfarrhaus Campo nach SW auf die Scherungszone der Campomulde. 1953. Oben Cimalmotto.
- 4 Verwerfung bei Bocchetta Orsalia.
- 5 Blick von der Bombognoflanke nach W auf Piano dei Pini (oben) und Piano delle Rose (unten). Hinten Sasso Rosso, Passo Quadrella und Sonnenberg.



6

6 Das Hintergelände der Campomulde von SW. Hinten die Wälle um den Sottone. Rechts Costa del Gallo.

7 Felsablösung am Bombogno. Hinten der versackte E-Gipfel.

8 Strömungsbrekzie der Campomulde. Rechts oben größeres Felspaket. Ganz oben Seedepot. (Juli 1957.)

9 Erosionsrinnen im Franahang bei «Frana E». (Aug. 1955.)

10 Terrassenrand von Campo. Ob der Linie: Kantenbestoßenes Material, lehmig. Darunter Strömungsbrekzie. Kreis: Quelle.



7



8



9



10



A 1948



A 1951



A 1958



B 1951 Schraffiert: VII. 1952 weg



B IX. 1952 VIII. 1953 gleich
x = kleiner Stein 1953 noch hier



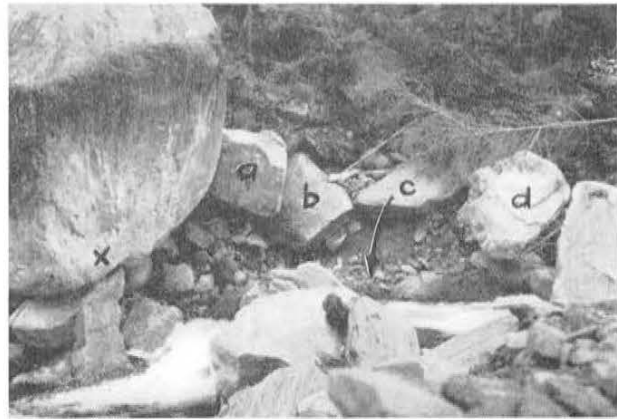
B X. 1953 Block A gekippt!



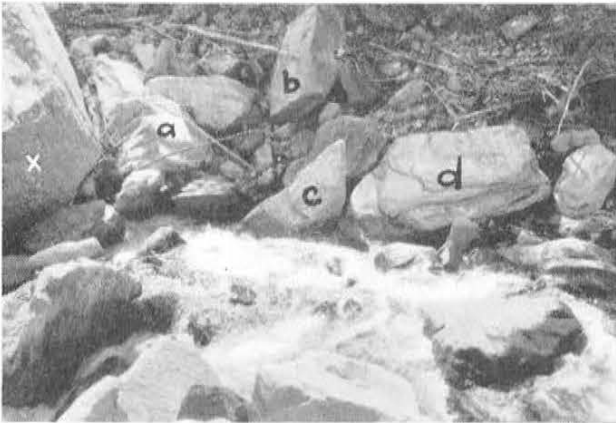
B VII. 1954



C 1951



C 1952 Pfeil: Verschiebung bis 1953



C 1954



C 1955 Kreuz: Der gekippte Block B



D 1953



D 1954



Fotoserie E

E 1951 Blöcke 1 und 2 noch ganz
bedeckt, im Bachbett



E 1953 Bachbett rechts von 1 und 2



E 1955 Blöcke und Hang versackt.
Rovana rechts tief.

LITERATURVERZEICHNIS

- 1 ANNAHEIM Hans: Studien zur Geomorphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand (Geographica Helvetica 1946, Jahrgang I, Heft 2).
- 2 ANNAHEIM Hans: Legende zur morphologischen Spezialkarte der Schweizer Alpen, Arbeitsgemeinschaft zur geomorph. Erforschung der Schweizer Alpen 1946 (unveröffentlicht).
- 3 BAER Oskar: Gesteinsklüfte und Rundhöcker im Aare- und Gotthardmassiv. Diss. Zürich 1957. (Geogr. Helv. 1957 XII, Heft 1.)
- 4 v. BÜREN Kurt: Die Rovana-täler. Ein Beitrag zur Wirtschafts- und Siedlungsgeographie des Tessins. (Geogr. Helv. 1953, VIII Heft 2.)
- 5 BURGER Hans: Der Wasserhaushalt im Valle di Melera von 1934/35 bis 1943/44 (Mitteilungen der Schweiz. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, XXIV Bd., 1. Heft).
- 6 CADISCH Joos: Geologie der Schweizer Alpen (1953 Wepf & Co., Verlag, Basel).
- 7 CAILLEUX A.: Le problème de la classification des faits géomorphologiques (Annales de Géographie, Paris, mai-juin 1956).
- 8 CANALE Alfred: Geomorphologie der Valle Onsernone (Diss. 1957, Bern).
- 9 ECKARDT P. M.: Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen (Diss. 1957, Zürich).
- 10 FELS Edwin: Das Problem der Karbildung in den Ostalpen (Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft 202, 1929).
- 11 FLÜCKIGER O.: Glaziale Felsformen (Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft 218, 1934).
- 12 GENGE E.: Zur Geomorphologie des Niedersimmentals. (Geogr. Helv. 1948, III, Heft 2.)
- 13 GIANELLA Riccardo: Torrente Rovana a Campo Vallemaggia (Studie des Ufficio Tecnico Cantonale, Bellinzona, aprile 1949, nicht veröffentlicht).
- 14 GIANELLA R.: Vertiefung des Bettes der Rovana von 1889—1949 (Croquis unveröffentlicht, 7. Juni 1949).
- 15 GIANELLA R.: La Frana di Campo Vallemaggia (Rivista Tecnica della Svizzera italiana, XXXVIII, Heft 1, Jan. 1951).
- 16 GRÜTTER Otto: Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Vallemaggia) Tessin (Diss. 1929, Basel).
- 17 GUT Albert: Das Felsrelief an der Vereinigung glazialer Täler (Diss. 1936, Zürich).
- 18 GYGAX Fritz: Geologisch-morphologischer Bericht über die Frana von Campo VM (Manuskript 1951).
- 19 GYGAX Fritz: Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca (Diss. 1934, Bern).
- 20 GYGAX Fritz: Die Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß in den östlichen Vereinigten Staaten von Nordamerika (unveröffentlicht).
- 21 HEIM A.: Geologie der Schweiz. Leipzig 1919.
- 22 HEIM A.: Die Bodenbewegungen von Campo im Maggiate, Kt. Tessin (Geol. Nachlese Nr. 8, Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, 1898).
- 23 HELBLING Ernst: Morphologie des Sernftales (Diss. 1950, Basel).
- 24 HESS Oskar: Die Oberflächenformen des Trienttales (Diss. 1935, Zürich).
- 25 JAECKLI Heinrich: Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reuðtal (Geogr. Helv. 1956, XI, Heft 1).
- 26 JAECKLI Heinrich: Gegenwartsgologie des bündnerischen Rheingebietes (Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Lieferung 36, 1957).
- 27 JANNER Adriana und THAMS J. C.: Ein Bergdorf wird von der Umwelt abgeschnitten. Der Winter 1950/51 in Bosco-Gurin (Die Alpen, Dezember 1951).
- 28 IMPERATORI F.: Rapporti Nr. 1—7 sul movimento dell'altipiano di Campo Vallemaggia, 1927—43 (unveröffentlicht, Eidg. Landestopographie).
- 29 KÜNDIG E.: Morphologie, Tektonik und Petrographie (Schweizer Geograph, Aug. 1936, Heft 4).
- 30 LAUTENSACH Hermann: Die Übertiefung des Tessingebietes (Teubner, Leipzig und Berlin 1912).
- 31 LEHMANN Otto: Die Gestaltung der Landschaft im Bereiche der großen Massenanhäufungen in der Gemeinde Campo VM (Separatabdruck aus den Mitteilungen der Geogr.-ethnographischen Gesellschaft, Zürich, Band XXXIV 1933—34).
- 32 LEHMANN Otto: Hat die Rovana ... ihr Tal um rund 70 m vertieft (Schweizer Geograph, Mai 1934, Heft 3).
- 33 LEHMANN Otto: Ueber Böschungswinkel und Böschungshöhen im Hinblick auf den Bergsturz von Goldau (Eclogae Geologicae Helveticae, Vol. 35, Nr. 1, Juni 1942).
- 34 LUETSCHG-Lötscher O.: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges (Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotech. Serie, Hydrologie I. Band, I. Teil und II. Band, III. Teil, Kümmerli & Frey, Bern 1939).
- 35 METEOROLOGISCHE ZENTRALANSTALT in Zürich: Annalen.
- 36 NUSSBAUM Fritz: Zur Geographie und Morphologie der Pyrenäenseen (Schweizer Geograph, 1935).
- 37 PENCK A.: Glaziale Krustenbewegungen (Sitzungsbericht der Preußischen Akademie der Wissenschaft 1922).
- 38 PENCK A.: Die Alpen im Eiszeitalter (Leipzig 1909).
- 39 REIST Manfred: Morphologie und Hydrologie des Bavonatales (Diss. 1958, Bern).
- 40 STAUB R.: Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie (Denkschrift der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Band LXIX, Abh. 1, Zürich 1934).
- 41 THAMS J. C.: Die Hochwasser vom August und November 1951 am Alpensüdfuß der Schweiz (Wasser- und Energiewirtschaft Nr. 9, 1952, Zürich).
- 42 THAMS J. C.: Ergebnisse zehnjähriger Niederschlagsregistrierungen in Locarno-Monti (Wasser- und Energiewirtschaft Nr. 3 bis 5, 1948).
- 43 WEHRMÜLLER C.: Movimento dell'altipiano die Campo Vallemaggia (Studie des Ufficio Tecnico Cantonale, Bellinzona, 19. Maggio 1949).
- 44 KARTEN: Blatt 275 V. d'Antigorio resp. 551 V. d'Antigorio E 1:50 000 (Neue Landeskarte).
- 45 Detailaufnahme von Campo und Umgebung 1:10 000 von 1931 der Eidg. Landestopographie (nicht veröffentlicht).
- 46 Photogrammetrischer Plan 1:2000, aufgenommen 1940, von Prof. R. Zeller.
- 47 BRAAK C.: Influence of the wind on rainfall measurements Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch Institut, Mededeelingen en Verhandlungen Bd. 48.
- 48 BURNS J.: Small scale topographic effects on precipitation distribution in San Dimas. 1952.
- 49 CAPPUS P.: Répartition des précipitations de faible superficie sur un bassin versant. La Houille Blanche 1957.
- 50 EKHART E.: Zur Anomalienmethode. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Bd. IV, Serie B, 1953, S. 311—316.
- 51 EKHART E.: Die Niederschlagsverteilung in den Alpen nach dem Anomalienprinzip. Geogr. Annaler 1948, S. 719 bis 739.
- 52 GEIGER R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. 1927.
- 53 GRUNOW J.: Probleme der Niederschlagsfassung und ihre Bedeutung für die Wirtschaft. Meteorologische Rundschau 1956.
- 54 HOECK E.: Sur les mesures pluviométriques dans le bassin de la Baye de Montreux. 1948.
- 55 HOECK E. und THAMS J.: Zum Problem der Niederschlagsmessung. 1951.
- 56 KASSER P.: La répartition des précipitations des deux cotés d'une arête. Association Internationale d'Hydrologie. Nr. 36.
- 57 LINSLEY K. und KOHLER M.: Variations in storm rainfall over small areas. 1951.
- 58 MERCANTON P. L.: Recherches de techniques pluviométrique. Annales der MZA 1938—1945.
- 59 PAESCHKE W.: Experimentelle Untersuchungen zum Rauigkeits- und Stabilitätsproblem in der bodennahen Luftschicht. 1937.
- 60 PONCELET L.: Sur la représentativité des stations pluviométriques.
- 61 PONCELET L.: Sur le comportement des pluviomètres. Institut Royal Météorologique de Belgique. Série A. 1959.
- 62 UTTINGER H.: Zur Höhenabhängigkeit der Niederschlagsmengen in den Alpen. Archiv für Meteorologie. 1951. Bd. II, S. 360—382.

