Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie – Nr. 11

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

Manfred Reist

Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bavonatales

Gerhard Hirsbrunner

Beiträge zur Morphologie und Hydrologie der Rovanatäler

Kommissionsverlag: Geographischer Verlag Kümmerly & Frey, Bern

Vorwort der Hydrologischen und der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Am 9. Januar 1959 legte Herr Prof. Dr. F. Gygax, Universität Bern, der Hydrologischen Kommission die Dissertationen seiner beiden Schüler, der Herren Gerhard Hirsbrunner und Manfred Reist, vor und empfahl die Aufnahme dieser Arbeiten in die «Beiträge zur Geologie der Schweiz, Serie Hydrologie». Die Hydrologische Kommission und die Schweiz. Geotechnische Kommission entsprachen seinem Wunsch und beschlossen, sich an den Kosten der Publikation zu beteiligen. Einen weiteren Beitrag stellte der Kanton Tessin zur Verfügung. Einen Teil der Kosten übernahmen die Autoren selber.

Die Untersuchungen in den Rovanatälern, über deren Resultate Herr G. Hirsbrunner berichtet, wurden seit dem Jahre 1950 durch Kredite der Hydrologischen Kommission gefördert.

In immer mehr Fällen wird durch den Ausbau der Wasserkraftanlagen mit künstlicher Speicherung und mit Wasserableitungen das natürliche hydrologische Regime alpiner Abflußgebiete verändert. Dies ist für die Täler der Rovana und der Bavona heute schon der Fall. Daher ist es erfreulich, daß es durch die vorliegenden Untersuchungen gelungen ist, in letzter Stunde die natürlichen Verhältnisse von Niederschlag und Abfluß festzustellen. Darüber hinaus bereichern die Resultate unsere regionalen Kenntnisse über die Niederschlagsverteilung. Erneut kommt auch in diesen Arbeiten zum Ausdruck, wie schwierig und problematisch hydrologische Erhebungen im Hochgebirge sind.

Zum besseren Verständnis der hydrologischen Zusammenhänge mag auch die morphologische Beschreibung der Einzugsgebiete beitragen. Von besonderem Interesse in diesem Zusammenhang ist das durch die Rovana entwässerte Rutschgebiet von Campo-Vallemaggia.

Die beiden Kommissionen freuen sich, daß die in mehrjähriger Feldarbeit gewonnenen Ergebnisse in ihrer gemeinsamen Publikationsreihe erscheinen können.

Für den Inhalt von Text und Figuren sind die Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, Januar 1960

Für die
Schweiz. Geotechnische Kommission
der SNG

Der Präsident:
Prof. Dr. F. de Quervain

Für die
Hydrologische Kommission
der SNG

Der Präsident:
Prof. G. Schnitter

MANFRED REIST

Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bavonatales

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand unter der Leitung von Prof. Gygax. Für seine Anregungen sowie für die vielen gemeinsamen Begehungen bin ich ihm zu großem Dank verpflichtet. Er hat auch mit persönlichem Einsatz dafür gesorgt, daß die hydrologischen Messungen seit 1947 lückenlos durchgeführt werden konnten.

Die Arbeit ist naturgemäß in zwei Teile gegliedert. Einzelne Kapitel, so zum Beispiel die Ausführungen über Gletscher und Seen greifen in beide Gebiete über. Sie könnten deshalb ohne weiteres auch dem hydrologischen Teil angegliedert werden.

In der Einleitung zum zweiten Teil sind alle die Stellen erwähnt, die bei den Arbeiten tatkräftig mitgeholfen haben. Es bleibt hier nur noch der Bevölkerung des Val Bavona, namentlich aber den Hüttenwarten Bonfanti und Robbiani für ihr stets hilfsbereites und freundliches Wesen zu danken.

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Erster Teil: Morphologie 7

I Allgemeiner Überblick über das Untersuchungsgebiet 7
1. Lage 7
2. Gliederung 7
3. Geologie und Tektonik 7

II Morphometrie 9
1. Die hypsographische Kurve 9
2. Der mittlere Böschungswinkel 9

III Die großen morphologischen Elemente 9

IV Die Region der Gipfel und Grate 10
1. Die Gipfelflur 10
2. Morphologie der Gratregion 10

V Die Zone der großen Verflachungen 11
1. Überblick und vertikale Gliederung 11
2. Die rezenten Gletscher 11
3. Spuren ehemaliger Gletscherbedeckung 14
4. Die Seen 15
5. Bassins fermés und Höhlen 18

VI Der Taltrog 18
1. Überblick 18
2. Glaziale Wirkungen im Taltrog 18
3. Brüche und Klüfte in den Talwänden 19
4. Zusammenfassung 22

VII Beiträge zu einer Talgeschichte 22
1. Der Anschluß an das Primärrelief 22
2. Die Zeit der großen Verflachungen 23
3. Die Zeit der Übertiefung 23
4. Überblick über die Talgeschichte 26

VIII Zusammenfassung der Ergebnisse 27

Seite

Zweiter Teil: Hydrologie 27

I Einleitung 27
1. Allgemeines 27
2. Das hydrologische Jahr 28
3. Statistische Methoden 28

II Niederschlag 28
1. Meßgeräte und Bedienung 28
2. Das Netz der Stationen 28
3. Die Problematik der Niederschlagsmessung im Hochgebirge 29
4. Zuverlässigkeit der Geräte und verfälschende Faktoren 29
5. Die Kontrollmessungen 31
6. Die N-Resultate und ihre Auswertung 33

III Abfluß 36
1. Allgemeines 36
2. Die Jahreswerte 44
3. Die Monatswerte 45
4. Kurzfristige Abflußschwankungen: Hochwasser . 46
5. Dauerlinien 46
6. Charakteristik des Abflusses 46

IV Wasserhaushalt 47
1. Die Beziehungen der Jahresresultate von N und A 47
2. Beziehungen der monatlichen und jahreszeitlichen Werte von N und A 47
3. Beziehungen zwischen kurzen, isolierten Niederschlägen und Abflußspitzen 48

V Zusammenfassung der Ergebnisse 49
Abbildungen 50
Literaturverzeichnis 65

ERSTER TEIL: MORPHOLOGIE

I. ALLGEMEINER ÜBERBLICK ÜBER DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

1. Lage

Das Untersuchungsgebiet umfaßt das gesamte Einzugsareal der Bavona. Es liegt, als bedeutendes Seitental der Maggia, im Nordwesten des Kantons Tessin. Als Gebirgsland bildet es den westlichen Teil der Lepontinischen Alpen. Die angrenzenden Talgebiete sind folgende: Im W das zu Italien gehörende Formazzatal, im S Valle di Bosco und Unterlauf der Valle di Campo, im E Val Peccia und Unterlauf der Val Lavizzara, und im N Val Bedretto (Abb. 1).
Die Entfernung des Untersuchungsgebietes von der Hauptwasserscheide der Alpen ist nur gering: Einzig das Bedrettotal liegt trennend zwischen dem nördlichen Grenzgrat und dem Gotthard. Aber auch alle andern, dem Po tributären Flußläufe der Nachbarschaft greifen in der Region der Lepontinischen Alpen bis nahe an das hydrographische Zentrum des Gotthard heran. Im W und E dagegen wird das Entwässerungssystem des Po durch die mächtigen Längstalfurchen der Rhone und des Rheins aus dem Alpeninnern in südlichere Gefilde verdrängt. Daraus ergibt sich die wichtige Tatsache, daß das Val Bavona eines der wenigen Täler ist, in denen das Po-System mit der ganzen Summe seiner Einflüsse weit nach Norden, direkt an die Klima- und Wasserscheide unseres Gebirges heranreicht. Diese Charakteristik der Lage ist für die Erklärung vieler Erscheinungen morphologischer und klimatischer Natur von großer Bedeutung.

2. Gliederung

Das Haupttal, in der östlichen Hälfte des Gebietes und damit leicht asymmetrisch gelegen, besteht aus zwei völlig verschieden gearteten Landschaften: Im Norden das hochgebirgsartige Quellgebiet (Basodinogebiet), im Süden die Tiefe Haupttalfurche (Bavonatal).
Von den Seitentälern erlangen nur Val Antabbia und Val Calneggia, beide rechtsseitig, wesentliche Bedeutung. Alle übrigen Seitentäler, namentlich die linksseitigen, sind durchwegs von untergeordnetem Interesse, kurz und steil, oft mit gleichmäßigem Gefälle und in gerader Linie aus der Gratregion direkt über Höhendifferenzen von 1000 bis 1500 m auf die Sohle des Haupttales hinunterführend. Wir zählen sie soweit als möglich zum Gehänge des Haupttales.

Kartenmaterial

Als topographische Grundlage diente die Neue Landeskarte mit folgenden Blättern:

Blatt 265 Nufenenpaß
Blatt 266 V. Leventina
Blatt 275 V. Antigorio
Blatt 276 V. Verzasca

Zur Kartierung wurden Vergrößerungen 1:25 000 der erwähnten Blätter verwendet. Gewisse Namen, die auf der Neuen Landeskarte nicht vorhanden sind, wurden dem TA, der Literatur, dem Klubführer SAC und den Angaben Einheimischer entnommen. Sämtliche Flußläufe, außer der Bavona, tragen in der Neuen Landeskarte keine Namen. Sie werden in der folgenden Arbeit stets nach ihrem Einzugsgebiet benannt: Randinasciabach oder Riale di Randinascia, Riale d. Gh. Basodino usw.

3. Geologie und Tektonik (Abb. 2)

Das Gebirge zwischen Langensee und Bedrettotal wird von den metamorphen Gesteinen der penninischen Decken aufgebaut. Unser Untersuchungsgebiet liegt am Nordrande, in der Stirnregion dieses Deckengebäudes, wo sich die Aufbrandung an das Gotthardmassiv durch eine intensive Verschuppung der Gesteine bemerkbar macht. Im ganzen beteiligen sich drei Deckenelemente am Aufbau des Bavonatales:

— Die Antigorio — Monte Leonedecke im S
— Der Maggialappen im NE und im SE
— Die Lebendundecke im NW

Diese drei Komplexe, die zum größten Teil aus polymetamorphen praetriadischen Gesteinen bestehen, sind durch Zonen von Muldengesteinen mesozoischen Alters getrennt.

— Die Bedrettomulde im N
— Die Teggiolomulde im S

Die Antigorio — Monte Leonedecke

Von Süden her, bis zu einer Linie Antabbia-Pizzo Foioi, werden die gewaltigen Wände des Bavonatales durch eine einförmige Gneismasse von großer Mächtigkeit aufgebaut. Diese Doppeldecke, die tiefste im Bavonatal aufgeschlossene Einheit des Penninikums, taucht als liegende Falte von der Tosakulmination her mit leichtem achsialem Fallen gegen E unter die Gesteine des Maggialappens.

Die Gesteine: Die ganze Serie besteht aus praetriadischen polymetamorphen Gneisen. Während im NW mehr die granitischen bis granodioritischen, lokal massigen Gneise des Antigoriotypus vorkommen, nehmen die plattigen, oft gebänderten Biotit-Oligoklasgneise des Monte-Leone-Typus, die sich durch erhöhte Schiefrigkeit auszeichnen, gegen SE zu. Lokal finden sich Lagen von Amphibolithen mit metamorphen Peridotitlinsen, die als Ofen- oder Topfsteine ausgebeutet wurden, so auf der Alp Ogliè.
Ein gemeinsames, für die Morphologie sehr wichtiges Merkmal verbindet alle Gesteine der Bavonagneismasse: Ihre große Anfälligkeit auf Radialdislokationen und die damit verbundene intensive Durchklüftung, von der später nochmals ausführlich die Rede sein soll.

Die Lebendundecke

Vom Basodino- über das Cavagnoli- bis zum Valleggiamassiv besteht der ganze Westteil des Quellgebietes aus den Gesteinen der Lebendundecke, hier Basodinolappen genannt. Seine tektonische Stellung ist noch umstritten.
Die Gesteine wurden von BURCKHARDT eingehend untersucht und vorzüglich beschrieben. Es handelt sich um praetriadische metamorphe Gneise, deren sedimentogener Habitus weitgehend gewahrt wurde. Vor allem findet man vom Basodino bis zum Cristallinapaß selten schön ausgebildete Konglomeratgneise, von denen es heißt, daß sie alle gleichartigen Vorkommnisse der Zentralalpen in den Schatten stellen. Daneben sind quarz- und glimmerreiche schiefrige Gneise, oft durchzogen von Glimmerquarziten und praetriadischen Marmoren, stark verbreitet.
Die Verwitterungsresistenz dieser Gesteine ist sehr verschieden: Während die Konglomeratgneise unmittelbar E des Basodinogletschers ein frisches Aussehen zeigen, wurde im Cavagnolibecken, anläßlich der Aufstellung einer Niederschlagsstation, eine rostige Verwitterungsschicht von mindestens 10 cm Dicke festgestellt. Gegenüber der Durchklüftung scheint dagegen eine bessere Widerstandskraft zu bestehen. Immerhin existieren auch hier Klüfte, aber in wesentlich anderer Form als etwa im Antigoriogneis.

Der Maggialappen

Westlich begrenzt durch eine Linie Pizzo Castello — Lielpe — Lago Sfundau — Passo Cristallina, baut dieses oberpenninische Element den ganzen Ostgrat des Quellgebietes der Bavona auf. Entlang der oben erwähnten Linie liegen seine Gesteine etwa N-S streichend und mäßig bis stark E fallend auf den Bündnerschiefern der Teggiolo-Bedretto-Mulde.
Der Maggialappen besteht, soweit er das Untersuchungsgebiet aufbaut, hauptsächlich aus schiefrigen, glimmerreichen Gneisen. Eingeschaltet sind Augengneise und untergeordnet Amphibolithlagen. Die Klüftungsanfälligkeit scheint wie im Lebendungneis eher gering. Dagegen dringt die Oberflächenverwitterung infolge der Schiefrigkeit bedeutend rascher ins Innere vor als im Antigorio-Leonegneis.

Die Mulden

Die mächtige Bedrettomulde zwischen Gotthardmassiv und Penninikum streift unser Gebiet nur im äußersten Nordwesten (Pizzo San Giacomo und Poncione di Valleggia). Doch zweigt in der Gegend südlich Airolo eine kleine Teilmulde ab und streicht über den Cristallinapaß via Lago Sfundau bis in die Gegend von Lielpe. Von dort weg setzt sie sich wohl noch nach S fort, ihre Gesteine zeigen aber einen etwas veränderten Charakter: Hier setzt die Teggiolomulde ein, die sich in der Gegend von Campo teilt und mit einem Arm ins Val Antabbia, mit dem andern gegen den Pizzo Castello hinaufzieht.
Zwei deutlich verschiedene Gesteinsarten charakterisieren die Muldenzonen. Einerseits die hellen, auffälligen Quarzite, Calzitmarmore, Rauhwacken und Dolomite, die man größtenteils zur Trias rechnet; andererseits die dunklen Bündnerschiefer, die man allgemein für jurassisch hält. Im Norden, zwischen Cristallinapaß und Lielpe, herrschen die hellen Gesteine vor. Die wenig mächtigen Schichten sind stellenweise tektonisch stark deformiert und verschuppt und fallen nahezu senkrecht ein. Im Süden, unterhalb der Basodinohütte SAC, schwellen die dunklen Bündnerschiefer zu großer Mächtigkeit an und bilden hier die 600 bis 800 m hohe Südwand des Basodinomassivs. Diese Bündnerschiefer sind stark gefältelt, von Quarz- und Kalzitknauern durchsetzt und scheinen außerordentlich erosionsresistent zu sein. Vor allem fehlt auf große Strekken eine intensive Durchklüftung, die im liegenden Antigoriogneis eine so große Rolle spielt.

Geologische Beschreibungen und Karten

Das Bavonatal, namentlich seine nördlichen Teilgebiete, sind bereits mehrmals geologisch und neuerdings auch petrographisch untersucht worden. 1908 erschien die geologische Karte der Simplongruppe von C. SCHMIDT und H. PREISWERK, die an ihrem Ostrande ein Stück unseres Gebietes enthält. In den Jahren 1907 bis 1917 erweiterte dann H. PREISWERK die Aufnahmen nach N und nach E. So konnte 1918 die «Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen» mit Spezialkarte Nr. 81 (1:50 000) erscheinen (mit zwei Profiltafeln). Darin ist das ganze Einzugsgebiet der Bavona enthalten, mit Ausnahme eines kleinen Streifens am südlichen Rande. In neuerer Zeit, 1937 bis 1940, arbeitete der Basler C. E. BURCKHARDT im Basodinogebiet und veröffentlichte 1942 seine «Geologie und Petrographie des Basodinogebietes» mit einer geologischen Karte, die südlich bis zu einer Linie Pizzo Foioi — Pizzo di Sologna reicht und so das ganze Quellgebiet inkl. Val Antabbia enthält. Die Region des Maggialappens wurde von A. GÜNTHERT aufgenommen. Im Sommer 1957, kurz vor Abschluß meiner Feldarbeiten, erschien Blatt Basodino (Nr. 34) des Geologischen Atlas' der Schweiz (1:25 000), kartiert von C. E. BURCKHARDT und A. GÜNTHERT. Dieses ausgezeichnete Blatt enthält nun fast das ganze Bavonatal, allerdings fehlt auch hier wieder der Grenzgrat zwischen Val Calneggia und Val Bosco, wie auch ein kleines Gebiet im Norden (Lago Sfundau).

II. MORPHOMETRIE

Tabelle 1

Höhe über Meer	unter 600	600— 800	800— 1000	1000— 1200	1200— 1400	1400— 1600	1600— 1800	1800— 2000	2000— 2200	2200— 2400	2400— 2600	2600— 2800	2800— 3000	über 3000
Fläche km²	1,53	4,08	4,86	5,82	7,19	8,75	10,29	13,28	17,11	18,65	14,66	9,54	2,92	0,92
Anteil %	1,28	3,41	4,06	4,87	6,01	7,32	8,60	11,10	14,31	15,59	12,26	7,98	2,44	0,77

Höchster Punkt Basodino 3272,6 m Tiefster Punkt Bignasco 442 m (zirka) Mittlere Höhe 1940 m

1. Die hypsographische Kurve

Aus der Kurve selber lassen sich mit Sicherheit drei charakteristische Teilstücke herauslesen (Abb. 3):

a) 442 — 1800 m. Hier verläuft die Kurve über eine Höhendifferenz von fast 1400 m sehr steil. In der Flächenverteilung äußert sich das dadurch, daß nur 35,55 Prozent des Gesamtareals unter 1800 m gelegen sind. Auf die Morphologie übertragen heißt das, daß das Gelände unter 1800 m keine bedeutenden Flächen aufweist und durchgehend sehr steil sein muß, wie dies eben auf die Wände des Bavonatales zutrifft.

b) 1800 — 2600 m. Die Neigung der Kurve ist in diesem Bereich relativ gering, und der Flächenanteil ist deshalb groß: 53,26 Prozent des Gesamtareals liegen innerhalb einer Höhendifferenz von nur 800 m. Morphologisch drückt sich das in weiten Flächen von geringer Steilheit aus.

c) 2600 — 3272 m. Über 2600 m geht die Kurve rasch in große Steilheit über. Darin spiegelt sich die natürliche Abnahme der Flächen infolge des randlichen Ausstreichens der höheren Isohypsen. Ob wir in diesem obersten Steilanstieg der Kurve auch die Auswirkung der schroffen Grat- und Gipfelpartien suchen dürfen, läßt sich nicht ohne weiteres feststellen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die hysographische Kurve zwei wichtige Elemente der Morphologie heraushebt:

a) die Trogregion (442 — etwa 1800 m)

b) die Zone großer Verflachungen (etwa 1800 — 2600 m)

Ein drittes Element, die Gipfel- und Gratregion, ist nicht mit Sicherheit feststellbar und scheint deshalb keine große Bedeutung zu besitzen.

2. Der mittlere Böschungswinkel (Abb. 4)

Zu seiner Bestimmung wurde eine Methode ausgearbeitet, die nach NEUENSCHWANDER bereits von Peuck und Finsterwalder verwendet wurde. Der mittlere Böschungswinkel ist dabei so definiert, daß seine Tangente durch das Verhältnis

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\text{Totale Isohypsenlänge} \times \text{Aequidistanz}}{\text{Horizontalprojektion der Fl}}$$

dargestellt wird.

Der mittlere Böschungswinkel soll, ähnlich wie die hypsographische Kurve, zur Veranschaulichung der morphologischen Grundzüge dienen. Wir begnügen uns mit einer kurzen Besprechung, in der lediglich Gebiete unter und über 35° auseinandergehalten werden. Wir wählen die Grenze von 35° deshalb, weil sich dort meist ein bedeutender Gefällsknick bemerkbar macht. Oftmals schnellen die Werte hier gewaltig in die Höhe, so am Basodino von 19° auf 49° oder von 15° auf 35°, im Val Antabbia von 27° auf 41°, auf der Alpe Sologna von 21° auf 43° usw.

a) Gebiete mit Böschungswinkeln über 35°

Sie beschränken sich auf die Umgebung der Talfurchen des Bavona- und Calneggiatales, wobei der östliche Hang unterhalb Foroglio durch besonders große Werte auffällt. Wir erhalten damit auch in der Böschungskarte den augenfälligen Beweis, daß der Bavona-Calneggia-Trog als durchgehendes morphologisches Gebilde eigener Prägung zu betrachten ist. Zusätzlich erscheinen diese Winkel aber auch noch in einzelnen Gratregionen, z. B. am Pizzo Sologna.

b) Gebiete mit Böschungswinkeln unter 35°

In diesem Bereich zeichnet sich die Talsohle ab, allerdings nur dort, wo keine Stufen oder Stücke der Trogwand mit hineinspielen. Vor allem aber zeigt sich das Quellgebiet oberhalb der Basodinohütte von der flachen Seite: Die absoluten Werte sinken hier sogar unter 15°, und kein einziger übersteigt 34°. Weiter treten oberes Val Antabbia, Alpe Sologna, das Crosabecken und Alpe Formazzolo in Erscheinung, sowie andere kleinere Regionen westlich Bignasco (Alpe Caranzunascio und Alpe Caranzunello). Mit Ausnahme des Talbodens befinden sich alle erwähnten Gebiete in Höhen von über 1800 m.

Fassen wir die Ergebnisse kurz zusammen: Es zeigen sich, ähnlich wie in der hypsographischen Kurve, die zwei morphologischen Hauptelemente:

— die Talfurche mit Neigungen von über 35°;

— die Zone der großen Verflachungen mit Neigungen unter 35°.

Dazu tritt noch ein weiteres untergeordnetes Element in Erscheinung, das aus der hypsographischen Kurve nicht herauszulesen ist:

— die Gratregion.

III. DIE GROSSEN MORPHOLOGISCHEN ELEMENTE

Während die Dinge in der Morphometrie einfach und klar zu liegen scheinen, lassen sich die Ergebnisse der Feldbeobachtungen nicht immer von Anfang an in eine größere Ordnung einfügen. Gerade das Bavonagebiet offenbart eine verwirrende Fülle von morphologischen Einzelheiten. Je länger man sich aber im Gebiet bewegt,

desto mehr drängt sich einem die große heute bestehende Dreiteilung auf, die teilweise schon im vorangehenden Kapitel der Morphometrie zutage getreten ist:

a) Die oberste Region der Gipfel und Grate. Meist ist diese Felsregion von kleiner Bedeutung.

b) Die Zone der großen Verflachungen zwischen zirka 1800 und 2600 m, die in ihren untern Partien das höchste Weideland und zuoberst die Gletscher enthält.

c) Der Taltrog, dessen Wände sich mit einer Steilheit von durchschnittlich über 35° bis zu einer Höhe von zirka 1800 m aufschwingen.

Diese Einteilung ist ohne genetische Hintergedanken aufzufassen. Wir entfernen uns damit ein wenig von dem großen Morphologen LAUTENSACH, der zu Beginn unseres Jahrhunderts die Tessiner Täler eingehend untersuchte. Er baute seine Beobachtungen auf den drei Terrassensystemen «Pettanetto», «Bedretto» und «Sobrio» auf. Fast alle späteren Autoren sind ihm in dieser Einteilung nachgefolgt und haben die drei Systeme in ihren Untersuchungsgebieten nachgewiesen und genetisch ähnlich gedeutet. Auch ANNAHEIM, der allerdings im Sottoceneri 16 Systeme findet, pflichtet LAUTENSACH im wesentlichen bei. Sollten wir nun versuchen, auch die Morphologie des Bavonatales den Lautensachschen Ideen anzupassen, so stünden wir bald einmal vor der unsympathischen Aufgabe, die teilweise kümmerlich und in ihrer Höhe falsch geratenen Terrassenreste in ein bestehendes System hineinzupferchen. Dies gilt insbesondere für das tiefste der Systeme, das Sobrioniveau. Die höhern Terrassen wie Pettanetto und Bedretto sind mehr oder weniger erhalten, allerdings nicht in wünschbarer Deutlichkeit. Sie sollen am Schlusse kurz erwähnt und zur Ableitung der frühern Talgeschichte herbeigezogen werden. Allgemein wird aber auf eine Rekonstruktion der alten Talböden verzichtet. Es sind im Bavonatal ganz andere Erscheinungen, die dem Beobachter in die Augen springen, besonders im Gebiet der Übertiefung, und diese wuchtigen und auffallenden Elemente sollen beschrieben werden.

IV. DIE REGION DER GIPFEL UND GRATE

1. Die Gipfelflur

In einem kleinen Raum, wie ihn die Gebirgswelt der obern Bavona darstellt, werden wir der Gipfelflur normalerweise nicht allzu große Bedeutung beimessen dürfen. Es sei deshalb in diesem Kapitel etwas weiter ausgeholt, um die wenigen Anhaltspunkte unseres Gebietes in einen größern Zusammenhang hineinzustellen. Als Einheit wählen wir die Lepontinischen Alpen, das Gebirge zwischen Tessin und Tosa.

Zur Veranschaulichung dient die Darstellung auf Abbildung 5. Die einzelnen Kämme wurden auf vier parallele Linien projiziert, nach E umgelegt und die Gipfel durch Linien verbunden. So erhalten wir vier parallele, nur leicht verzerrte Profile durch die Gipfelflur des Nordtessins. Die Darstellung zeigt uns eine eindeutige Kulminationszone, die vom Basodino (Hauptkulmination) über Cristallina — Pizzo di Rodi zum Campo Tencia verläuft und sich möglicherweise jenseits von Tessin und Brenno in der Adula fortsetzt. Diese Hauptkulminationszone biegt in der Gegend von Cristallina und Pizzo di Rodi gegen Nörden aus. Hier liegen aber auch die tiefern Gipfel. Stellen wir uns die Gipfelflur als eine vom Bedretto gegen S ansteigende schiefe Ebene vor, so ist es ganz natürlich, daß die nördlich gelegenen Gipfel eine geringere Höhe haben müssen. Diese Kulminationszone südlich des Bedrettotales wäre an sich etwas sehr Natürliches. Nun kommt aber eine merkwürdige Erscheinung hinzu, die für die spätern genetischen Betrachtungen wichtig sein wird: Sämtliche Quellen der direkt nach Süden fließenden Gewässer Tosa, Bavona, Peccia, Lavizzara, liegen hinter, d. h. nördlich der Kulminationszone. Diese Erscheinung zeigt, daß hier noch Zustände herrschen, die nicht ohne weiteres mit der Vorstellung einer reifen und vollausgebildeten Gebirgslandschaft in Einklang zu bringen sind.

Betrachten wir die Gipfelflur nun noch in Abhängigkeit vom tektonischen Unterbau des Gebirges: Das Abfallen gegen das Bedrettotal hin können wir ohne Zweifel auf die weichern Gesteine der Bedrettomulde zurückführen. Der Abfall gegen Süden scheint weniger tektonisch bedingt zu sein, wenn wir vom Knick südlich des Basodino, der durch die Teggiolomulde verursacht wird, absehen. Dagegen könnte die tiefe Lage und die Ausbuchtung der Kulminationszone in der Gegend Cristallina-Pizzo di Rodi wiederum tektonische Hintergründe haben, indem hier die heute noch stark umstrittene Maggiazone ausstreicht.

Fassen wir die Ergebnisse kurz zusammen:

— Die Gipfelflur zeigt eine Kulmination in der Zone Basodino — Campo Tencia. Alle Flußquellen liegen N dieser Zone.

— In der Gipfelflur spiegeln sich gewisse Züge der Tektonik.

2. Morphologie der Gratregion

Die Gipfel und Grate vermögen wenig imposante Bilder zu bieten: Mit Ausnahme der Basodino-Südwand überschreiten die Felspartien über den Hochflächen selten eine Höhe von 300 m, und im Quellgebiet haben wir es meist mit nur etwa 100 m hohen Felszähnen zu tun, ja hie und da fehlt die Gratumrandung sogar vollständig. Im untern Abschnitt des Untersuchungsgebietes, hauptsächlich auf der linken Talseite, kann die Gratregion nicht scharf von den Hochflächen abgetrennt werden. Die Talwände, unterbrochen von Felsbändern, gehen kontinuierlich in große Steilheit und damit in die Gratregion über. Damit bestätigt sich in der Anschauung, was schon in der Morphometrie zutage trat: Die Gipfel- und Gratregion ist von untergeordneter Bedeutung. In der hypsographischen Kurve trat sie nicht klar hervor, und in den Böschungswinkeln nur ganz beschränkt.

Allgemein ist die Gratregion kräftig zersplittert. Dies rührt teilweise von der Verwitterung her. In vielen Fällen ist aber auch eine tektonische Bewegung beteiligt, die die Gratregion schartet und in einzelne Pakete auflöst. Besonders schön offenbart sich die tektonische Aktivität am Grat zwischen Sologna—Crosa und Antabbia (Abb. 6). Wir befinden uns hier an der Grenze zwischen Antigorio-

decke und Teggiolomulde, und dazu quert die von verschiedenen Autoren beschriebene große Linescioverwerfung südlich des Pizzo Sologna den Grat. Ähnliche tektonische Zerstörungen der Gratregion finden wir in der Strahlbann-Orsaliakette (Bocchetta del Madone und Bocchetta Orsalia).
Die Formen der Gipfel sind wenig prägnant. Der Basodino kann als Prototyp gelten. Der kleine Felskopf ist im eigenen grobblockigen Schutt untergegangen, wobei das zerklüftete Anstehende noch häufig zum Vorschein kommt. Der benachbarte Pizzo Cavergno zeigt auf seiner Ostseite überhaupt nur ein Trümmerfeld. Ähnliche Trümmergipfel sind Marchhorn und Pizzo Cavagnoli in der Cavagnoligruppe sowie Pizzo Cristallina.

V. DIE ZONE DER GROSSEN VERFLACHUNGEN

1. Überblick und vertikale Gliederung

Die morphometrischen Berechnungen der vorangehenden Kapitel haben erwiesen, daß die Gebiete in einer Höhenlage zwischen 1800 und 2600 m flächenmäßig eine große Ausdehnung besitzen und daß sie zudem meist einen durchschnittlichen Böschungswinkel von unter 35° aufweisen. Diese Berechnungen ergänzen und erhärten den Eindruck, den der Beobachter im Gelände gewinnt. Ein Blick vom Basodinogipfel zeigt uns wohl in erster Linie die charakteristischen Spuren der Übertiefung, besonders in südlichern Gefilden. Wenden wir uns aber gegen Norden, so tritt dieses Phänomen zurück, und an seiner Stelle beherrschen kahle, teilweise vom Gletscher bedeckte oder überformte Hochflächen das Landschaftsbild: Das Basodinogletscherplateau, die Randinascia-Fiorinalandschaft, der Cavagnoligletscher und die Cima di Lago—Passo Cristallina-Mulde. Val Antabbia, Laghi della Crosa und die Alpen Sologna, Caranzunello und Caranzunascio entsprechen in ihrer Lage und Bodengestalt ebenfalls dieser Zone, treten aber an Bedeutung hinter den oben erwähnten zurück.

Die vertikale Gliederung der Hochflächen ist nicht deutlich ausgeprägt. Es soll aber hier trotzdem kurz versucht werden, die einzelnen Niveaus voneinander zu trennen.

a) Eine oberste Verflachung erkennen wir unterhalb des Basodinogipfels in 3000 bis 3100 m und in der höchsten Partie des Cavagnoligletschers in 2800 m. Diese Flächen sind aber sehr klein, und es ist fraglich, ob man sie miteinander in Verbindung bringen darf.

b) Die weitaus größte Ausdehnung besitzt das Niveau des Basodinogletscherplateaus, zirka zwischen 2400 bis 2800 m. Ähnlich gelegene Verflachungen sind das Cavagnoligletscherplateau, die Passo Cristallina — Cima di Lago-Fläche, die Pinascione im Val Antabbia und die obersten Verflachungen unter dem Bedriolhorn.

c) Schlecht unterscheidbar von b) findet sich zeitweise noch ein tieferes Niveau, so etwa in der Rundbuckellandschaft der Caralina, im Rücken der Saslini, im Sporn bei Piano delle Creste und in den Cazzai im Val Antabbia sowie in den flachen Rücken des Crosabeckens.

d) Deutlich von den oben erwähnten Niveaus zu unterscheiden sind die seichten Tröge und Kessel, die in die Zone der Verflachungen eingesenkt sind. Unmittelbar hinter der Basodinohütte SAC finden wir die merkwürdigste Form dieser Art: Einen fast kreisrunden Kessel, dessen Boden von Felsschwellen durchzogen wird, den Robieikessel mit der Alpe Robiei.

Ähnliche Formen zeigen der Zötkessel, das Lago-Bianco- und das Cavagnolibecken. Einen seichten Trog finden wir in den Hochtälern der Randinascia und des Val Antabbia eingesenkt. Die Höhe der Trogwände beträgt etwa 30 bis 80 m.
Zusammenfassend können wir sagen, daß sich in der Zone der großen Verflachungen drei Niveaus, wenn auch undeutlich, unterscheiden lassen.

— Kleine Verflachungen in 2800 — 3100 m. Sie könnten dem «Primärsystem» von WITSCHI entsprechen.

— Verflachungen wie das Basodinogletscherplateau sind wahrscheinlich identisch mit dem «Pettanettosystem» von LAUTENSACH.

— Ein dem «Bedrettosystem» LAUTENSACHs entsprechendes Niveau ist nicht deutlich vom «Pettanettosystem» zu unterscheiden.

2. Die rezenten Gletscher

Neben den eigenen Feldbeobachtungen über Gletscheroberfläche, Lage der Zungen und Moränen standen mir noch weitere Unterlagen zur Verfügung:
Seit 1893 steht der Basodinogletscher dauernd unter Beobachtung der Gletscherkommission der SNG, und vom Cavagnoligletscher liegen von 1893 bis zum Jahre 1909 ebenfalls einige Resultate vor.
Sehr wertvoll für die Feststellung von Gletscherschwankungen sind die Arbeiten der Landestopographie. Im Jahre 1851 wurde das Blatt Basodino von Siegfried persönlich aufgenommen. Das Topographenoriginal wird in der Sammlung der Landestopographie aufbewahrt. Im Jahre 1880 kam das Blatt zum erstenmal heraus, nachdem die Gletscherzeichnung durch Held im Jahre 1778 revidiert worden war. 1907 erfolgte anläßlich einer Neuausgabe nochmals eine Revision der Gletscherstände. 1947 kam das Blatt Nufenen der neuen Landeskarte heraus, in dem die Gletscherzeichnung des Topographenoriginals aus dem Jahre 1929 eingetragen ist. Die neueste Ausgabe des Blattes Nufenen nun zeigt die Umrisse der Gletscher aus den Jahren 1948/49. Somit sind die Gletscher von der Landestopographie seit 1851 fünfmal kartiert worden, wobei allerdings die ältern Darstellungen an Genauigkeit zu wünschen übrig lassen. Dank der Bereitwilligkeit der Landestopographie konnten die wertvollen Originale und Kartenblätter aufgefunden und kopiert werden (Abb. 7, 8 und 9).
Dies sind die Quellen, aus denen die Schwankungen von Basodino- und Cavagnoligletscher direkt rekonstruiert wurden. Die allgemeine Literatur über Schweizer Gletscher liefert zudem Angaben, aus denen man indirekt Schlüsse ziehen kann.

Der Basodinogletscher

Vom glaziologischen Standpunkt aus gesehen sind hier deutlich zwei Gletscher auseinander zu halten:

— Der eigentliche Basodinogletscher, der als wenig mächtige, aber großflächige Eismasse auf der flachen, zirka 20° geneigten NE-Abdachung des Basodino liegt und von dem in diesem Kapitel die Rede sein soll.

— Der kleinere Gletscher in der Senke E des Kastelhorns, der von BURCKHARDT als «Cavergnogletscher»* bezeichnet wird. Er soll in einem separaten Abschnitt besprochen werden.

Im Herbst, zur Zeit der minimalen Schneebedeckung, zeigt die ganze Oberfläche des Basodinogletschers ein feines Netz von unbedeutenden Spalten, die vermutlich durch Unebenheiten des Untergrundes hervorgerufen werden. Einen offenen Bergschrund traf ich während meinen Begehungen nie an, aber auf der Luftaufnahme der Landestopographie vom 24. August 1938 ist er deutlich nördlich und östlich des Gipfels zu erkennen. Eine ausgeprägte Gletscherzunge ist nicht vorhanden, wenigstens im heutigen Zustand nicht. Der breite Rand ist in einzelne Lappen aufgelöst. Die Moränen sind zum Teil sehr schön erhalten: Nördlich des Gletscherrandes zieht sich eine zirka 1 km lange, klassisch geformte Seitenmoräne gegen das Zöt hinunter. Die gegenüberliegende Seitenmoräne ist ebenso schön in Wallform ausgebildet, aber nur zirka 500 m lang.

Die Höhe der Wälle beträgt zeitweise 20 m und mehr, so daß hier ein ansehnliches Material aufgeschüttet wurde. Am äußersten E-Rand des Basodinogletscherplateaus zieht sich eine guterhaltene ältere Seitenmoräne über eine Distanz von zirka 750 m dahin. An ihrem äußern Ende biegt sie um und ist in verschiedene Arme aufgelöst.

Die Stirnmoränen sind alle verwaschen und kaum mehr zu erkennen. Zuhinterst im Zöt stoßen wir auf die innerste Ablagerung, die wir als Stirnmoräne bezeichnen dürfen. Eine Blockreihe markiert einen ehemaligen Gletscherstand. Ob er mit den vorhin besprochenen innern Seitenmoränen korrespondiert, ist nicht sicher, immerhin wahrscheinlich. Zirka 100 m nördlich davon liegt ein fast vollständig im Schutt ertrunkener Wall, der kaum mehr zu erkennen ist, stückweise zerstört und von der Vegetation überwuchert. Sein Zustand gleicht demjenigen der äußern Seitenmoräne am Pecora.

Es soll nun versucht werden, anhand der Beobachtungen über Moränen, der Veröffentlichungen der Gletscherkommission und der ältern Literatur ein Bild über die Gletscherschwankungen und Moränenablagerungen der letzten 100 Jahre zu gewinnen.

Die ersten sichern Aufzeichnungen über den Basodinogletscher finden wir im schon erwähnten Original der Siegfriedkarte von 1851. Der Basodinogletscher besitzt hier eine Ausdehnung, die deutlich größer ist als alle Zustände, die nachher gemessen und kartiert wurden. Tatsächlich können wir der Literatur (HESS) entnehmen, daß um 1850 die schweizerischen Gletscher nach einer Wachstumsperiode von zirka 17 Jahren einen Höchststand einnahmen. Leider sind auf dem Original von 1851 keine Moränen eingetragen. Wir können aber aus den Aufzeichnungen und Kartierungen der folgenden Jahre schließen, daß die großen und schön erhaltenen Seitenmoränen des Basodinogletschers diesem 1850er-Stadium angehören müssen. Nach 1850 zogen sich die Gletscher allgemein zurück, was durch die Literatur verbürgt ist. Während dieses Rückzuges, im Jahre 1878, kartierte Heß die Gletscherstände mit den bereits voll ausgebildeten Wällen. Damit sind diese Wälle eindeutig mit dem Höchststand von zirka 1850 in Verbindung zu bringen. Auch die erwähnte innerste Blockreihe im Zöt gehört mit großer Wahrscheinlichkeit diesem Stadium an, denn auf dem Original von Siegfried, 1851, schickt der Gletscher zwei kleine Zungen in das Zötbecken hinunter.

Nach 1893 beginnen die Messungen der SNG. Wir sind leider über die Lage des Bezugspunktes nicht orientiert. Immerhin geben uns die Zahlen ein gewisses Bild über die Oszillation. Dabei blieb, seit 1850, der Gletscherrand immer innerhalb des Moränenkranzes. In der nachfolgenden Tabelle sind die Resultate der Messungen der SNG zusammengestellt.

Periode	Schwankung in m	Periode	Schwankung in m
1893—1900	— 78	1929	— 12
1901	— 2,5	1930	+ 10
1902	— 8,5	1931	— 11,5
1903	— 1,5	1932	+ 18
1904	— 11	1933	— 43
1905	— 14	1934	— 26,5
1906—1907	— 40	1935—1937	+ 17
1908	0	1938	0
1909	+ 2	1939	+ 15
1910—1911	— 38	1940	+ 19
1912—1913	+ 8	1941—1942	— 53
1914—1915	+ 2,5	1943—1944	— 12
1916—1919	+ 51	1945	— 1
1920—1921	+ 8,6	1946	— 19
1922—1923	— 4	1947	— 116
1924	— 3	1948	+ 2
1925	+ 10,5	1949	— 78
1926	— 7	1950	+ 24
1927—1928	— 9	1949—1956	— 69

Schwankungen des Basodinogletschers nach «Variations des Glaciers des Alpes Suisses»

Die Zusammenstellung zeigt uns, daß der Gletscher in den letzten 60 Jahren rund 300 m zurückgeschmolzen ist, allerdings mit Unterbrüchen. Berechnen wir die Strecke zwischen Endmoräne und heutigem Gletscherende nach Feldbeobachtungen, so ergibt sich seit 1850 ein Rückzug von zirka 1300 m.

Kommen wir nun noch auf die Schwankungen vor 1800 zurück: In diesem Zeitraum sind wir rein auf Mutmaßungen und Analogieschlüsse angewiesen. Eine Zusammenstellung von Vorstößen und Rückzügen scheint deshalb sehr problematisch, so daß wir darauf verzichten. Es bleiben nur einzig noch die Moränenwälle am äußern E-Rand des Basodinoplateaus und im Zöt zu datieren. Die Endmoräne im Zöt ist ihrem Zustand nach alt. Sie darf nicht ohne weiteres, wie dies BURCKHARDT tut, mit den großen Seitenmoränen von 1850 verbunden werden, denn deren Material zeigt ein un-

* Der Name «Cavergnogletscher» kommt auf dem Topographenoriginal von 1851 vor, wo ihn Siegfried als Bezeichnung für die gesamte Eismasse am Basodino gebraucht hat.

gleich frischeres Aussehen. Der fragliche Wall könnte eventuell dem Vorstoß von 1720, der in der Literatur als sehr stark bezeichnet wird, zugeordnet werden. Die Seitenmoräne am E-Rand des Basodinoplateaus wird von BURCKHARDT als zum Daunstadium gehörend bezeichnet. Er stützt diese Annahme mit Berechnungen der Schneegrenzendepression. Dabei fällt es aber außerordentlich schwer, sich die Ausdehnung des Basodinogletschers in der entsprechenden Zeit vorzustellen. Es ist dies aber die einzige Methode zur Altersbestimmung. Ich möchte dieser Datierung im wesentlichen beipflichten, immerhin aber die Möglichkeit offen lassen, daß die Moräne viel später, anläßlich eines Vorstoßes vor 1850 durch einen Seitenarm des Basodinogletschers entstanden sein kann.

Der Cavergnogletscher

Seine Eismasse liegt in einer engen Mulde nördlich des Pizzo Cavergno. Im äußersten Süden ist er durch einen kleinen Eisbruch mit den obersten Partien des Basodinogletschers verbunden. Die obern Regionen sind stark von klaffenden Querspalten durchsetzt. Das untere Ende bildet eine ausgeprägte Zunge, deren Rand heute in etwa 2450 m Höhe liegt, d. h. zirka 50 m tiefer als der unterste Rand des Basodinogletschers. Vor der Gletscherzunge breitet sich eine ungewöhnlich mächtige Moränenmasse aus, die in verschiedene Wälle gegliedert ist. Möglicherweise ist die Mächtigkeit auch nur eine scheinbare, denn es könnte sich ganz einfach um einen überkleisterten Felsriegel handeln. Diese Vermutung wird durch einige aus dem Schutt herausragende anstehende Felsbänder gestützt. Die linke Seitenmoräne ist prachtvoll erhalten und bietet einige interessante Details: Ihr Kamm ist stellenweise zweifach bis dreifach, d. h. dieselbe Moräne deutet zwei bis drei Höchststände an.

Über die Schwankungen des Cavergnogletschers sind wir nur aus den Aufzeichnungen der Landestopographie orientiert. Leider sind aber die ältern Aufzeichnungen grob schematisiert, und auf der Landeskarte sind die Moränenzüge nur durch die Höhenkurven zu erkennen. Auf dem Original von Siegfried 1851 läßt sich nicht viel herauslesen, da die entsprechende Geländezeichnung nicht genügend fein ist. Immerhin scheint die Gletscherzunge damals die heute noch bestehende linke Seitenmoräne gebildet zu haben. Auf der rechten Seite findet sich ein äußerer Wall, der diesem Stadium entsprechen könnte (nördlich von Pt. 2658). Hier mag ein kleiner Gletscherarm zur Zeit des Höchststandes auch rechts vom Wall nach vorn gereicht haben. Die Endmoräne dieses Stadiums muß wahrscheinlich in der schönen Doppelgirlande gesucht werden, die das Moränenmaterial nach vorne abschließt. Wählen wir in der Darstellung von Siegfried 1851 die Fiorina als Bezugslinie, so sehen wir deutlich, daß die Gletscherzunge die Fiorina nicht überdeckt, was bestimmt der Fall gewesen wäre, wenn die Zunge über die Doppelgirlande hinausgereicht hätte. Die nächste Aufnahme aus dem Jahre 1878 zeigt zum erstenmal die linke Seitenmoräne von 1850 als auffallendste Erscheinung.

Andere Wälle fehlen. Die Ausdehnung der Gletscherzunge kann infolge der ungenauen Geländezeichnung nicht näher beurteilt werden. Auf dem folgenden Nachtrag von 1907 ist die Lage ebenfalls unklar: Die linke Moräne ist wieder vorhanden, und auf der rechten Seite ist nun ein Wall eingezeichnet, allerdings nur einfach. Die erste vollständig klare Situation zeigt die Landeskarte mit dem Zustand von 1929. Dort ist die Moränenlandschaft ziemlich genau in der heutigen Form angegeben. Die Gletscherzunge liegt zirka 500 m hinter den Girlanden, was dem Abschmelzbetrag seit 1850 entsprechen dürfte. Die Kartierung von 1948/49 zeigt die Gletscherzunge zirka 600 m zurück, und im Sommer 1956 berechnete ich die Distanz sogar auf etwa 750 m. Zusammenfassend ergibt sich folgende Situation: Alle bedeutenden Wälle innerhalb der Girlandenbogen sind auf seitherige kurzfristige Oszillationen zurückzuführen. Der Gletscher ist seit 1850 um zirka 750 m zurückgeschmolzen. Im weitern kann man wohl sagen, daß die Schwankungen des Cavergnogletschers seines kleinen Einzugsgebietes wegen eine geringe Amplitude aufweisen.

Fragen wir zum Schluß nach den Schwankungen vor 1850: Ähnlich wie im Zöt existiert auch im Schwemmbecken der Fiorina ein Moränenrest, kaum mehr erkennbar, einige Meter vor dem Hauptwall von 1850. Es könnte sich hier um die Endmoräne von 1720 handeln. In das gleiche Stadium könnte eine Abzweigung im untersten Stück der linken Seitenmoräne gehören.

Der Cavagnoligletscher

Er liegt in einer weiten flachen Mulde, umgeben von den Gipfeln Pizzo dei Cavagnoli, Pizzo San Giacomo, Marchhorn, Pizzo Fiorina und Pizzo Arzo. Heute zerfällt der Gletscher in zwei Teile, die durch eine NE verlaufende Felsrippe voneinander getrennt sind. Der nordwestliche, höher gelegene Gletscher ist größer. Seine Oberfläche zeigt auch in absolut blankem Zustand kaum Spalten. Westlich des Pizzo San Giacomo bildet sich zeitweise in einer kleinen Senke ein Seelein. Die Gletscherzunge steht heute bei ungefähr 2580 m. Der südöstlich gelegene kleinere Teil ist im Becken westlich des Pizzo Arzo von einigen Spalten durchsetzt. Die Zunge ist sehr spitz und endet in einem kleinen Couloir oberhalb des Cavagnolibeckens in einer Höhe von etwa 2380 m (1956). Moränen sind in der Umgebung des Cavagnoligletschers sehr spärlich erhalten. Das Gebiet südlich des Punktes 2638 im Hintergrund des Cavagnolibeckens ist mit Moränenschutt überkleistert. Das gleiche finden wir an der Wand südlich der tiefern Gletscherzunge. Eine prachtvoll erhaltene Stirnmoräne, allerdings schon leicht im Schwemmsand ertrunken, findet sich im E-Teil des Beckenbodens. Schließlich liegt am hintern Ende des Beckens eine wallförmige Schuttansammlung. Für die Untersuchung der Schwankungen des Cavagnoligletschers stehen uns wieder die Messungen der SNG und die Karten zur Verfügung. Auf dem Siegfried-Original von 1851 bildet der Gletscher eine zusammenhängende Mulde. In der Region der heutigen Enden ist ein großer Gletscherbruch angedeutet, aber eine eigentliche Zunge fehlt, was wir nicht ohne weiteres verstehen können. Denn die folgende Karte von 1878 zeigt eine mächtige Zunge, die weit in die Schwemmebene hinausreicht. Dieselbe Karte zeigt auch schon die Wallmoräne in der Nähe des Beckenausgangs, in zirka 200 m Entfernung vom Gletscherrand. Daraus schließen wir, daß die erwähnte Moräne dem 1850er-Stadium angehört, das ja bekanntlich als letzter Höchststand der Kartierung von 1878 vorausging. Ab 1893 besitzen wir nun einige Meß-

resultate der SNG. Die Zusammenstellung sieht folgendermaßen aus:

Periode	Schwankung in m	Periode	Schwankung in m
1894	— 12	1902	— 4,5
1895	— 11	1903	+ 1
1896	— 7	1904	— 1
1897—1898	— 5	1905	— 4
1899	— 4	1906—1907	— 8
1900	— 13	1909	— 464
1901	— 7		

Schwankungen des Cavagnoligletschers nach «Variations des Glaciers des Alpes Suisses»

Mit dem Schock von — 464 m im Jahre 1909 hören die Messungen auf. Die Bemerkung dazu: ... «Ce recul provient probablement d'une débacle occasionnée par la rupture d'une poche d'eau ...».
Wir können uns ungefähr folgendes vorstellen: Am Südrand des Beckens lag ein großes Eisfeld, dort wo heute noch auch in den heißesten Jahren ein kleiner Firnfleck liegen bleibt. Vor 1909 war dieses Eisfeld noch durch eine schmale Zunge mit dem Gletscher verbunden. Im Sommer 1909 ist nun diese lange Verbindung offenbar zerrissen, sei es durch ein «débacle» oder ganz einfach durch die warme Witterung. Die Kartierung von 1907 stützt allerdings diese Vermutung nicht, aber nach meinen Beobachtungen scheint dies die wahrscheinlichste These. Die Messungen hören ab 1909 auf und die Gletscherstände von 1929 und 1948/49 zeigen nur noch ein enormes Abschmelzen. Die Distanz zwischen 1850er Stadium und heutigem Gletscherende zeigt einen Rückzug von ungefähr 800 m an. Am sprechendsten ist wohl das unaufhaltsame Herausschmelzen der langen Felsrippe, die, wie schon erwähnt, den Cavagnoligletscher heute in zwei Teile trennt.

Die übrigen Gletscher

In der NW gerichteten Mulde unterhalb des Cristallinagipfels liegt der unbedeutende Cristallinagletscher. Die seiner Zunge vorgelagerten Moränenmassen sind enorm mächtig. Sie erinnern an diejenigen des Cavagnoligletschers. Auf der Westseite dieser Schuttmasse erkennt man einen Moränenbogen, der wahrscheinlich dem Stadium von 1850 angehört. Die Schwankungen der Zunge sind außerordentlich gering, denn die Distanz zwischen der Endmoräne von 1850 und dem heutigen Gletscherrand beträgt nur etwa 150 m.
Südlich des Basodinogipfels liegt der heute in drei Teile zerlegte Antabbiagletscher. Auf der Karte von 1851 erscheint er als großer, zusammenhängender Gletscher. Aber schon auf der 1878er Revision erscheinen Felsrippen, die später immer mehr ausschmelzen (1907) und schließlich den Gletscher in drei Eisfelder aufspalten. Die Schuttmasse, die dem Gletscher vorgelagert ist, läßt keine deutliche Gliederung erkennen.
Auf der Karte von 1851 ist südöstlich des Pizzo Fiorina ein Gletscherchen angedeutet, das schon auf den Karten von 1878 verschwunden ist und seither wahrscheinlich nicht mehr existierte.
Schließlich finden wir am Grandinagiapaß ein kleines Eisfeld, das gegen NE von einer Moränenmasse begrenzt wird, und nördlich des Cavergnogletschers ist auf den alten Karten noch ein Gletscherchen eingezeichnet, von dem heute nur noch eine Wallmoräne vorhanden ist.

3. Spuren ehemaliger Gletscherbedeckung

a) Gletscherschliffe

In den Hochflächen haben die eiszeitlichen Gletscher die Oberfläche der Landschaft beeinflußt. Fast durchwegs treffen wir auf überschliffene Felsen. Allerdings ist die Feinstruktur der Gletscherschliffe nicht immer gut erhalten. Die Verwitterung hat die Kleinformen verwischt, so daß oft nur noch die Form des Felsens an sich, die «Grobbearbeitung» zu erkennen ist. Hier kann man sich allerdings schwer täuschen, indem gewisse Verwitterungsvorgänge haargenau die gleichen Formen hervorzaubern können, besonders in den calzitreichen Gesteinen der Trias.
Die schönste Rundbuckellandschaft des ganzen Gebietes, auf der Landeskarte «Caralina» genannt, liegt südlich der Alpe Randinascia, im Vorland des Cavergnogletschers. Gerade hier wird allerdings das Tal von einigen Triasbändern durchquert, aber der Gesamtanblick der welligen Oberfläche läßt keinen Zweifel an der Formgebung durch den Gletscher aufkommen. Über die Rundbuckel verstreut liegen erratische Blöcke des Cavergnogletschers. In den kleinen Senken treffen wir die für diese Landschaftsform typischen Seelein. Das ganze Randinascia-Caralina-Gebiet ist durch einen Graben, vermutlich tektonischen Ursprungs, in zwei Hauptketten getrennt. In diesem ungefähr ENE verlaufenden Graben fließt die Fiorina. Sie verschwindet schließlich in einer Höhle, während die Rinne weiter nach ENE zieht und immer enger wird. Südlich davon verlaufen parallel zwei weitere Gräben, durch Schwemmsand aufgefüllt. Diese drei Gräben sind wahrscheinlich nicht allein auf die Gletscherbedeckung zurückzuführen. Gerade die Fiorinarinne erweckt den Eindruck einer Störungslinie, die allerdings nirgends aufgeschlossen ist. Das eigentliche Auswaschen der Rinnen mag aber dann durch subglaziale Schmelzwässer erfolgt sein: Es ist dies hier eine besondere Form der Erosion, indem die Schmelzwässer nicht in einer, sondern in mehreren parallelen Rinnen flossen, die durch herunterstürzenden Schutt oder durch Eisblöcke häufig verlegt wurden. So ergab sich eine mehr flächenhaft wirkende Erosion, und das Resultat ist eine von vielen Gräben durchsetzte Rundbuckellandschaft, wie sie Randinascia-Caralina darstellt (Abb. 10).
Das Vorland des Basodinogletschers zeigt durchwegs Schlifformen, von der heutigen Gletschergrenze bis ins Zöt hinunter sowie auf dem ganzen Plateau nördlich des Pizzo Pecora.
Schöne Schliffspuren findet man außerdem auf den Riegeln des Cavagnolibeckens und des Lago Bianco, auf der Karschwelle des Lago Nero, auf den Saslinifelsen und unterhalb der Basodinohütte an den Talwänden. Die Hochflächen des Val Antabbia, der Crosa und der Alpen Formazzolo sind ebenfalls vom Gletscher überformt. Besonders schöne Rundbuckel zeigen die felsigen Partien zwischen Ganascia, Corte di Cima und den Laghi Formazzolo.
Die Ausbreitung der Gletscherschliffe gibt uns nun in verschiedenen Fällen noch Aufschluß über die Höhenlage der Würm-Gletscheroberfläche. Einige Schliffgren-

zen sind allerdings mehr als zweifelhaft, und ich möchte mich hier auf die beiden verläßlichsten stützen. Wie schon vorhin erwähnt, sind die Saslini komplett überschliffen. Die Schliffspuren hören aber in einer Höhe von 2460 m auf, nämlich dort, wo die Saslini in den Grat übergehen, der sich zum Pizzo Arzo aufschwingt. Eine weitere deutliche Schliffgrenze findet sich am Westgrat des Poncione di Braga in einer Höhe von ziemlich genau 2200 m. Diese Stellen scheinen mir deshalb am verläßlichsten zu sein, weil sie beide an Querriegeln liegen, die sich in den Strom des Gletschers hineinstellten und so sicher umflossen wurden. Daraus ergibt sich nun eine Höhe der Gletscheroberfläche im Raume Robiei — Saslini während der letzten Eiszeit von etwa 2200 — 2460 m, was mit den Anschauungen LAUTENSACHs gut vereinbar ist.

b) Moränen

Weniger häufig als die Gletscherschliffe sind die eiszeitlichen Moränenreste, meistens schlecht aufgeschlossen und nur noch in formlosen Haufen. Erwähnt und beschrieben wurde bereits die am besten erhaltene Wallmoräne am Pizzo Pecora, die wahrscheinlich zu einem Rückzugsstadium der Würmeiszeit gehört. Gegenüber auf der andern Talseite, am Abhang südlich des Pizzo Arzo, in einer Höhe von etwa 2360 m, liegen die stark verwaschenen Reste eines Walles. Aus dem Würmhochstand stammt er nicht, denn damals lag die obere Gletschergrenze in diesem Gebiet mindestens auf 2460 m. Am ehesten könnte es sich wohl um ein dem Höchststand unmittelbar folgendes Rückzugsstadium handeln, eventuell um «Gurtenstadium» oder «Bernstadium», wenn wir die Bezeichnungen BECKs ins Tessin übertragen wollen. Im Robieikessel, einige Meter nordwestlich des Pt 1964,6, finden wir die schwache Andeutung eines Stirnmoränenwalles. Der Cavagnoligletscher muß wohl während eines letzten glazialen Rückzugsstadiums einen kleinen Seitenarm über die Saslini ausgeschickt haben, der diesen Wall aufgeschüttet hat.
Im Kessel nordwestlich des Lago Bianco, auf der rechten Seite des Lago-Bianco-Ausflusses, in der Valletta und unmittelbar südwestlich der Alphütten von Lielpe finden sich weitere Moränenlager, die aber nicht datiert werden können.
Auf der Alpe Sologna haben schon PREISWERK und später GRÜTTER Moränenlager eingetragen Tatsächlich ist sehr viel Schutt vorhanden. Der Weg von Corte Nuovo nach Corte Grande führt über einen Wall, der möglicherweise von einem eiszeitlichen Solognagletscher stammt. Dagegen scheint mir der Ursprung der «Moräne» bei Pinascio schon problematischer. Bei näherem Zusehen entpuppen sich die einzelnen Schuttgirlanden als ausgewachsene Schuttströme mit allen Eigenschaften, die solchen Gebilden angehören. Die Stirnpartien sind meist steil und unbewachsen. Der Blockstrom, der nördlich der Hütten von Pinascio liegt, zeigt beim Umfließen eines anstehenden Felsens ringsumher einen Gürtel von unbewachsenen Blöcken. Am Fuße des die Alpe Sologna westlich begrenzenden Kammes finden sich einige schöne Girlanden, die nur auf Schuttbewegung zurückgeführt werden können. Der prächtigste Blockstrom aber findet sich gerade jenseits dieses Kammes, in der engen Valletta oberhalb der Alpe Nassa. Genau in der Mitte des Tälchens türmt sich ein kreisrunder Blockhügel, und von dort weg zieht sich ein Wulst hinunter bis in die Gegend der obersten Nassahütten. Alle diese Beobachtungen zeigen, daß man die Girlanden und das Schuttmaterial in den höheren Lagen der Alpe Sologna wohl als Blockströme anschauen muß. Es ist trotzdem möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß das Grundmaterial dieser Schuttströme aus Moränen stammt.
Schließlich wäre noch eine Wirkung der glazialen Gletscher zu beschreiben: die Karbildung. Wir werden aber im folgenden Kapitel über die Seen darauf zu sprechen kommen.

4. Die Seen

Das Interessanteste und Reizvollste am Landschaftsbild der Tessiner Hochflächen sind die kleinen Seelein. Schon öfter hat sich die Literatur mit ihnen befaßt, sei es in begeisterten touristischen Berichten oder in wissenschaftlichen Abhandlungen. Die umfassendste Darstellung dieser Art ist wohl LAUTENSACHs «Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen» aus dem Jahre 1914. Darin findet auch das Bavonagebiet Berücksichtigung. LAUTENSACH stand damals die Geologische Karte von PREISWERK, der Topographische Atlas, seine Feldbeobachtungen und die Messungen der Gesellschaft «Motor» zur Verfügung. Heute besitzen wir teilweise bessere Unterlagen. Im Jahre 1947/48 wurden unter der Leitung von Professor Gygax die Seetiefen von Lago Bianco, Lago Grande, Lago superiore della Crosa und Lago Naret (außer Gebiet) ausgelotet. Mittels eines Gummibootes wurden verschiedene Profile abgefahren und die Tiefen mit einem Schnurlot gemessen. Daneben steht uns heute die neueste Geologische Karte zur Verfügung, die wesentlich mehr Details aufweist als die Karte von PREISWERK.
Die vielen Seen der Bavonahochflächen liegen in einer Meereshöhe von 2100 — 2450 m. Wir zählen sechs größere Seen: Lago Sfundau, Lago Bianco, Lago Nero, Lago grande d'Antabbia und die beiden Laghi della Crosa. Kleinere Seen: Lago Matörgn, Lago piccolo d'Antabbia, Laghi di Formazzolo und Lago d'Orsalìa. Alle liegen in unserer Zone der großen Verflachungen. Das scheint übrigens auch für die andern Teile des Tessins zu gelten, denn LAUTENSACH hat festgestellt, daß von 159 Tessiner Seen deren 123 in einer Meereshöhe von 2000 — 2500 m liegen.

Lago Sfundau

In einer tiefen Mulde südlich des Cristallinapasses liegt der morphologisch wohl interessanteste See des ganzen Gebietes: der Lago Sfundau. Sein 2365 m hoch gelegener Spiegel wird rings herum von hohen Felswänden und Schutthalden eingeschlossen, und nichts, auch keine zugeschüttete Rinne, deutet auf einen Abfluß hin. Wir können ihn also zu den Bassins fermés zählen. Auf der Südseite des Felsriegels der Cima delle Donne stürzt in 2280 m ein ansehnlicher Bach aus den Felsen hervor, und hinter den Hütten des Lago Bianco tritt eine große Stromquelle aus dem Blockschutt heraus. Diese beiden Gewässer bilden mit ziemlicher Sicherheit die Ausflüsse des Lago Sfundau. Die Tiefe des Sees ist noch nie gemessen worden, dürfte jedoch bedeutend sein und nach meinen Schätzungen mindestens 40 m betragen. Im

Winter bildet sich eine sehr dicke Eisschicht. Durch die Absenkung des Spiegels entstehen oft riesige randliche Spalten, die dann im Sommer ausschmelzen. Nach meinen Beobachtungen ist der schattig gelegene See selten mehr als etwa drei Monate, im August, September und Oktober, eisfrei.

Fragen wir nun nach der Entstehung dieses ungewöhnlich tiefen Kessels, so ziehen wir am besten wohl die geologischen Verhältnisse zu Rate: Wir befinden uns hier in der Abzweigung der Bedrettomulde, die vom Cristallinapaß Richtung Lago Bianco streicht. Die Muldengesteine, Marmore, Dolomite und Rauhwacke, tauchen an der Cima delle Donne in den See ein und bilden zudem das ganze westliche Felsufer. Damit wäre bereits eine Entstehungsmöglichkeit des Beckens angedeutet: Die Kalke könnten ganz einfach durch das kohlensäurehaltige Wasser gelöst worden sein. Die durchschnittlich enorme Kälte des Wassers hätte diesen Vorgang noch wesentlich gesteigert. LAUTENSACH möchte die Lösung aber auf keinen Fall für die Bekkenbildung verantwortlich machen. Es scheint mir aber vorläufig unmöglich, irgend einen andern Prozeß für die Bildung des Lago Sfundau namhaft zu machen.

Lago Nero

Nördlich des Bragamassivs, in einer Höhe von 2387 m, liegt der Lago Nero in eine ideale Karnische eingebettet. Sein Wasser ist klar und dunkel. Die Oberfläche ist meist bis im Juli/August durch eine Eisschicht bedeckt. Der Ausfluß durchbricht die Karschwelle in einer schmalen Kerbe und stürzt gleich nachher über eine 150 m hohe Felsstufe in die Valletta hinunter. Die Tiefe des Sees ist von der Gesellschaft «Motor» auf 14 m hinunter untersucht worden. LAUTENSACH schätzt aufgrund dieser Angaben eine minimale Tiefe von 37 m. Der Lago Nero ist auf den ersten Blick das reine Produkt der Gletscherwirkung: ein Kar mit rückläufigem Gefälle, einer fast kreisrunden Rückwand und einer ausgewachsenen Schwelle. Sicherlich ist der Gletscher für die Modellierung dieser Formen allein verantwortlich. Den Anlaß aber zur Beckenbildung ausgerechnet an dieser Stelle gab nicht der Gletscher. Es brauchte das Zusammenwirken anderer vorher angelegter Umstände, um nachher die Karwirkung des Eises voll zur Entfaltung zu bringen. Diese präexistenten Umstände sind im Falle des Lago Nero in einer Störungslinie zu suchen, die sich auch anderweitig in der Morphologie bemerkbar macht. Sie zieht, ziemlich genau westöstlich verlaufend, vom Lago Bianco her hinter die Karschwelle und in südöstlicher Richtung hinauf in den Sattel 2701 m. Diese Störung zeigt sich morphologisch in einem Graben, der schief zum Hanggefälle verläuft und infolgedessen nicht auf Fluviatilwirkung zurückgeführt werden kann.

Zu dieser großen Linie stoßen von Norden über den Passo di Lago Nero und von der Cima delle Donne her noch weitere Störungen. Diese Zonen sind allerdings nirgends direkt aufgeschlossen. Im Gelände findet man meistens nur Gräben, die durch groben Blockschutt angefüllt sind. In solchen Gräben aber kann die Gletscherwirkung ansetzen, besonders in Kreuzungspunkten. Der Blockschutt wird leicht wegtransportiert, und die vertikalen Angriffsflächen sind bereits vorhanden. Das Gestein ist in der Umgebung der Störungen zerklüftet, so daß die Frostwirkung intensiv einsetzen kann. Die Entstehung des Lago Nero ist also in der Anlage des Untergrundes prädestiniert gewesen. Das glaziale Eis hat dann diese anfällige Stelle zu einem Seebecken umgeformt.

Lago Bianco

Er ist der einzige See, der direkt im Laufe der Bavona liegt. Seine Spiegelhöhe beträgt 2077 m. Der Name «Bianco» ist gerechtfertigt, denn das Wasser zeigt stets ein trübes, grünliches Weiß, das durch die Schwebstoffe des Schmelzwassers vom Cavagnoligletscher verursacht wird. Diese Schwebstoffe haben denn auch einen großen Teil des Sees aufgefüllt, muß man doch annehmen, daß dieser einmal bis zuhinterst in den Kessel gereicht hat. Der aufgefüllte Teil präsentiert sich heute als eine von Schwemmsand und Geröll bedeckte Ebene, die größtenteils von der Vegetation überwuchert ist.

Anläßlich der Auslotung von 1948 wurden acht Profile durchgemessen, wovon eines in der kleinen Erweiterung der Bavona unterhalb des Ausflusses. Der Seeboden zeigt eine interessante Gestalt: Das Schwemmland im E sinkt ziemlich rasch auf die Tiefe von 10 m ab, was nicht unbedingt zu erwarten wäre. Der Felssporn östlich des Ausflusses setzt sich unter Wasser fast bis in die Seemitte fort. Die relativ geringe Maximaltiefe von 12 m ist auf die fortgeschrittene Verlandung zurückzuführen. Gelegentlich führen Wildbäche oder Lawinen sogar groben Schutt in den See hinein, wie im Frühsommer 1956 beobachtet wurde (Abb. 11).

Die genetischen Probleme sind am Lago Bianco wesentlich schwieriger zu behandeln als bei den vorangehenden Beispielen. Wir können nur einzelne Faktoren erwähnen, die den ungeheuren Kessel geschaffen haben könnten. Da wären vorab die Gegebenheiten des Untergrundes zu erklären: Dieselben Muldengesteine, die vorhin für die Entstehung des Lago Sfundau verantwortlich gemacht wurden, queren auch den Lago-Bianco-Kessel, allerdings in bedeutend geringerer Mächtigkeit. Zugleich taucht die Störungszone, die zum Lago Nero hinaufstreicht, gegen W in den Lago Bianco ein. Am Westrand der Schwemmebene taucht sie nachher in Form einer doppelten Bruchlinie auf. Der südlich gelegene Bruch bildet die Bavonaschlucht zwischen Cavagnoli und Lago Bianco, an deren Wänden das Streichen und Fallen der Schichten sprunghaft ändert. Die nördliche Linie läuft als langgezogene Mulde parallel der Schlucht ebenfalls Richtung Cavagnoli. Im Lago-Bianco-Kessel fallen also gleich zwei wichtige Voraussetzungen für einen hohen Wirkungsgrad der erosiven Kräfte zusammen: einerseits die löslichen Kalkgesteine der Mulden und andererseits eine sich teilende Störungszone, die eine mechanische Auflockerung der Gesteine verursachte. So war es den Gewässern und Gletschern der Bavona möglich, einen Kessel von so imposanten Ausmaßen, wie ihn der Lago Bianco darstellt, zu schaffen.

Lago Grande d'Antabbia

Im Schatten des Pizzo Sologna liegt der schönste aller Karseen des ganzen Bavonatales: Der Lago Grande d'Antabbia. Sein Wasser ist klar und noch fast dunkler als dasjenige des Lago Nero. Sämtliche Zuflüsse sind unterirdisch, und so wird das Wasser erst durch die

Schuttmassen der Umgebung filtriert, bevor es ins Seebecken gelangt. Die Lotungen aus dem Jahre 1948 zeigen, daß der See eine relativ flache Wanne darstellt. Die Maximaltiefe beträgt nur 19 m. Am südlichen Ende finden sich auf dem Seeboden zwei quer verlaufende Rükken. Es kann dies eine Andeutung sein, daß sich die Blockhalde am SE-Ufer des Sees in langsamer Bewegung befindet und auf dem Grunde Fließwülste bildet (Abbildung 12).

In bezug auf die Entstehung spricht die ganze Form des Kares für sich. Seine ideale Form und seine Nordexposition lassen darauf schließen, daß wahrscheinlich der Gletscher als Hauptfaktor bei der Bildung der Wanne mitwirkte. Zudem ist das rückläufige Gefälle nicht sehr groß, so daß wir mit der Erklärung durch Gletscherwirkung nicht in Schwierigkeiten kommen, wie das bei den Crosa-Seen der Fall sein wird. Immerhin finden sich auch im Val Antabbia gewisse Bruchzonen, die schon aus der Gratregion erwähnt wurden. Aber gerade in der Gegend des Sees sind sie, von der Mylonitzone an der Bocchetta di Calnesci abgesehen, nicht sehr ausgeprägt.

Laghi della Crosa

Diese beiden Seen liegen tief eingesenkt in der Crosahochfläche. Der größere weist eine Spiegelhöhe von 2153 m, der kleinere von 2116 m auf. Im ganzen Crosakessel fließt nur ein einziges Oberflächenwasser. Es entspringt wenige Meter hinter der Hütte von Calnesci und mündet in den kleinen See. Der Abfluß beider Becken erfolgt unterirdisch. Der große See mündet durch die schuttgefüllte Rinne in den kleinen, und dessen Abfluß erfolgt an seinem südlichen Ende in einer schluchtartigen Kerbe, die mit grobem Blockmaterial gefüllt ist. Der kleine See wurde im Sommer 1947 von den Herren Prof. Gygax und Prof. Hügi erstmals ausgelotet. Anhand von zwei Profilen kann man feststellen, daß das Becken einen relativ flachen Boden besitzt, zirka 40 m unter dem Wasserspiegel. Die größte gemessene Tiefe beträgt 45 m. Die Auslotung des großen Sees wurde 1947 mit zwei Profilen begonnen und 1948 mit 10 Profilen zu Ende geführt. Dabei ergab sich die überraschende Tatsache, daß der große See eine Maximaltiefe von über 70 m besitzt. Nach der Tiefenkarte kommen Böschungswinkel von 30° bis über 45° vor. Berechnen wir die Höhendifferenz vom Tiefpunkt bis auf den das Crosabecken gegen S abschließenden Riegel, so kommen wir sogar auf 163 m. Diese Zahlen beweisen uns, daß wir es hier mit einem außergewöhnlichen Fall zu tun haben (Abb. 13).

Sollen wir die Frage nach der Entstehung beantworten, so müssen wir wieder die Prädestination des Untergrundes zu Rate ziehen. Die Hauptrolle bei der Beckenbildung spielte bestimmt die Bruchtektonik. Im Gebiet der Crosa-Seen wird der Antigoriogneis von großen, durchwegs fast senkrecht einfallenden Störungslinien durchzogen. Ganz allgemein muß zu diesen Brüchen gesagt werden, daß sie sehr schlecht direkt zu beobachten sind. Wir können deshalb über Sprunghöhen usw. überhaupt nichts aussagen. Die entstandenen Spalten sind meistens mit Blockmaterial, seltener mit Gesteinsmehl gefüllt. Wo Blöcke vorhanden sind, kann es sich ebenso gut um überdimensionierte Klüfte handeln, in denen die Sprunghöhe keinen nennenswerten Betrag erreicht. (Siehe auch Karte der Bruch- und Kluftzonen.) Die bevorzugten Richtungen sind NW bis NNW und NE bis ENE. Die Hauptlinien sind folgende:

— Vom Südufer des kleinen Sees aus zieht sich eine 1250 m lange schnurgerade Furche in NW-SE Richtung den Hang hinunter. Sie ist zirka 30 bis 40 m breit und wird beidseitig durch steile, zirka 20 m hohe Felswände begrenzt. Die Sohle wird durch grobes, eckiges Blockmaterial gebildet. Direkt aufgeschlossen ist der Bruch infolge dieser Bedeckung allerdings nicht. Um eine fluviatile Kerbe kann es sich aber nicht handeln, trotzdem das Wasser des kleinen Sees vorerst unterirdisch und weiter unten oberirdisch durch sie abfließt: Denn sie folgt besonders im untern Teil nicht der Richtung des größten Gefälles, wie das bei fluviatiler Anlage zu erwarten wäre (Abb. 14).

— Eine andere parallele NW gerichtete Linie läßt sich südlich von Pt. 2244 am großen See bis in die Schuttfelder oberhalb Gradiscio verfolgen. Weiter SE, unmittelbar unter der Hütte 1510, dort wo der Weg ins Calneggia hinunter den Bach überquert, ist dieselbe Linie schön aufgeschlossen. Wir finden hier Mylonitisierung und stellenweise stark verschieferten Gneis.

— Morphologisch am deutlichsten ausgeprägt ist die bereits einmal erwähnte Linie, die vom Cazzolipaß durch den großen und kleinen See hinauf in den Vallettapaß zieht. GÜNTHERT hat diese Linie SW des großen Sees, nach der Karte zu schließen, direkt beobachtet. Sonst liegt sie durchwegs unter Gehängeschutt begraben. Auch am Vallettapaß lassen sich keine direkten Beobachtungen machen.

— Mindestens drei unter sich parallele, nach NW verlaufende Bruchlinien durchziehen den Riegel nördlich des größeren Sees. Das Westufer des kleinen Sees zeigt zudem, daß derselbe Riegel noch durch westöstlich verlaufende Klüftungslinien aufgelöst ist.

Damit wäre die morphologische Prädestination des Untergrundes im Crosabecken umschrieben: Zwei parallele nordwestlich verlaufende Brüche werden von einem großen westöstlich verlaufenden geschnitten. Dadurch entstanden an der Oberfläche zwei schwache Punkte, an denen die Erosion intensiv einsetzen konnte. In der Folge stellt sich nun die Frage, welche Erosionskraft bei der Bildung der Seen wohl tonangebend beteiligt war. Ein Aushobeln oder Ausräumen durch den Gletscher ist fraglich, denn ein Gletscher wird schwerlich Blöcke aus einer Tiefe von 70 m heraufholen oder durch einen 30 bis 40° geneigten Hang hinaufstoßen. Immerhin wäre denkbar, daß vor der letzten Vergletscherung eine schluchtartige Verbindung zwischen großem und kleinem See bestand, und daß sich das Gebiet des kleinen Sees durch dieselbe Rinne wie heute entwässerte, daß aber in diesen Rinnen der Schutt fehlte und daß ihre Sohle annähernd im Niveau des heutigen Seegrundes lag. Die Gletscher hätten dann die Kerben entsprechend zu den heutigen Seebecken erweitert, dann das Blockmaterial in die Schluchtausgänge geführt und so das Wasser gestaut. Am einfachsten wäre diese enorm tiefe Beckenbildung durch Lösung zu erklären. Die Beschaffenheit des Untergrundes läßt aber auch diese Theorie als unmöglich erscheinen: Die ganze Crosalandschaft besteht aus Granitgneisen. Wir wollen es aber nicht unterlassen, bei dieser Gelegenheit auf eine Erosionsform aufmerksam zu machen, die bis dahin zu wenig beachtet wurde: Auch in

den Granitgneisen der Crosa gibt es eine gewisse Form von Karsterscheinungen, die ich oft beobachten konnte. Ob gewisse Bestandteile dieses Gneises durch Wasser löslich sind, oder ob das Wasser in anderer Weise auf das Gefüge einwirken kann, bleibe dahingestellt. Auf alle Fälle darf man eine solche Wirkung bei der Erklärung der tiefen Crosabecken ruhig in Betracht ziehen. Ein abschließendes Urteil läßt sich jedoch schwer bilden, weil wir den soeben erwähnten Erosionsfaktor noch zu wenig kennen. Eines ist jedoch sicher: Die Anlage der Seen, ja vielleicht sogar eine gewisse Ausgestaltung der Becken, ist der Bruchtektonik zuzuschreiben.

Die übrigen Seen

Der Lago Matörgn in 2450 m südwestlich des Pizzo Fiorina gelegen, kann in seiner Anlage auf die große Bruchlinie zurückgeführt werden, die von der Bocchetta Valle Maggia bis in die Gegend von Arzo zieht. In derselben Linie liegt auch die Höhle «el böcc at pilat». Der tiefere Formazzolosee (2146 m) stellt eindeutig eine Erweiterung der Forcolaccia-Bruchzone dar, während der höhere (2251 m) als typischer Karsee dem Gletscher zugeschrieben werden kann. Der Orsalìasee endlich liegt in einer Bruchzone, die nach der Karte zu schließen von der hintern Furgge her südlich von Strahlbann und Pizzo Orsalìa vorbeistreicht und durch die Bocchetta Orsalìa unser Gebiet betritt. Die Ausgestaltung des Sees ist aber dem Gletscher zuzuschreiben.

5. Bassins fermés und Höhlen

Das Kapitel über die großen Verflachungen wäre unvollständig, wenn nicht die typischen Bassins fermés und die dazugehörende unterirdische Entwässerung Erwähnung finden würden. Im letzten Kapitel haben wir bereits die beiden größten Bassins fermés der Bavona beschrieben: Das Becken des Lago Sfundau und die Laghi della Crosa. Dazu kommen nun noch zwei unterirdische Bachläufe:

— Im Caralinagebiet verschwindet die Fiorina in einer Höhle. Der Höhleneingang liegt in einem Marmorband. Vermutlich bleibt der Bach in demselben Band bis zu seinem Austritt im Zöt, wo er als kleiner Wasserfall aus den Felsen oberhalb der Hütten herausstürzt. Die Horizontaldistanz zwischen Höhleneingang und -ausgang beträgt etwa 825 m.

— 120 m östlich des Lago Matörgn beginnt eine Höhle, die von BURCKHARDT genauer untersucht wurde. Nach seinem Bericht verläuft sie in E bis ESE-Richtung, ständig 25 bis 30° fallend, in einem Marmorband bis in die Höhe der Alpe Randinascia. BURCKHARDT fand stellenweise Geröll und Sand, weshalb er die Höhle als alten Ausfluß des Lago Matörgn betrachtet, der auf der Alpe Randinascia mündete.

VI. DER TALTROG

1. Überblick

Die Zone der großen Verflachungen reicht hinunter bis in eine Höhe von etwa 1800 bis 1900 m. Dort geht der durchschnittliche Böschungswinkel sprunghaft in große Werte über und erreicht vielerorts über 45°. Bei genauerem Zusehen macht sich aber im Gehänge des Taltroges nochmals ein Knick bemerkbar, allerdings nicht in einheitlicher Höhe, durchschnittlich vielleicht in 1400 Meter. Unterhalb dieser Höhe sind die Talwände felsig, außerordentlich steil und nur noch selten von Grasbändern unterbrochen. Im untersten Teil dieser Wand tritt öfters nochmals eine Versteilung ein, so daß die Felsen fast senkrecht auf den Talgrund einfallen. Diese unterste Versteilung ist besonders schön unterhalb San Carlo auf der linken Talflanke bemerkbar. Im untern Abschnitt des Bavonatales ist sie weniger schön entwickelt. Diese drei Gehängeknicke in 1800 — 1900 m, in durchschnittlich 1400 m und schließlich kurz über dem Talboden könnten in verschiedenen Profilen gezeigt werden. Wir verzichten aber auf eine Darstellung durch Profile und Aufzählen von Örtlichkeiten, weil sich dadurch eine gesuchte Konstruktion ergeben würde.

Das Calneggiatal weist ebenfalls eine sehr schön ausgebildete Troggestalt auf. Es mündet zudem mit einer zirka 180 m hohen Stufe, über die der Calneggiabach in prächtigem Wasserfall hinunterstürzt, bei Foroglio ins Haupttal. Die Gehänge des Calneggiatales weisen eine ähnliche Gliederung wie die Gehänge des Haupttales auf.

2. Glaziale Wirkungen im Taltrog

a) Direkte Wirkungen

Der Taltrog wird heute noch immer als das spezifische Gletschertal angeschaut. Die Frage nach der Art und Stärke der Gletscherwirkung hat viele namhafte Autoren auf den Fechtboden gerufen, und in den entsprechenden Diskussionen fielen kräftige Äußerungen pro und contra Glazialwirkung. Wir sind aber auch bis heute nicht restlos im klaren, wie die Tröge geschaffen wurden. Als sicher können wir annehmen, daß sie Produkte des Eiszeitalters sind. Wenn wir nun aber daraus schließen wollten, daß die direkten Wirkungen der Gletscher an den Trogwänden weit verbreitet sein müssen, so täuschen wir uns gewaltig. Auf weite Strecken sind die hohen Felsen ungeschliffen, ja sogar splittrig. Im ganzen Bavonatrog finden sich sehr wenige Stellen, die einen Gletscherschliff zeigen: Die eine liegt unmittelbar nördlich von Ritorto, knapp über der Talsohle, eine zweite nahe an der Bavona, gegenüber Mondada. Daneben sind freilich die Felsen oftmals schön glatt, aber die eindeutigen Schliffspuren fehlen. Einzelne Felspartien der Talwand lassen darauf schließen, daß die Wirkung des Gletschers weniger in einem Schleifen als in einem Ausbrechen von ganzen Gesteinspaketen bestand. Im Val Calneggia zeigen die Wände oberhalb Gera eigentümliche Bruchspuren, die ich auf ein Absprengen von Blöcken durch das Eis zurückführe.

Als weitere direkte Gletscherwirkung könnten die Moränenablagerungen angesehen werden, die ungleich häu-

figer sind als die Gletscherschliffe. Die großen Schutthaufen am Fuße der Talwände sind meistens nicht aufgeschlossen, enthalten aber sehr wahrscheinlich fast durchwegs Moränenmaterial.
Die größte eindeutig definierbare Moränenmasse liegt hinter dem Dorfe Foroglio. Bereits PREISWERK hat sie als solche kartiert, und die neueste Geologische Karte hat die Bezeichnung übernommen. Im untersten Teil findet sich auffällig viel basisches Gestein, das aus den Talwänden oberhalb Gannariente oder vom Pizzo Sologna herstammen könnte. Ihrer Lagerung und Mächtigkeit entsprechend ist die Moränenmasse aber dem Haupttalgletscher zuzuschreiben.
Im übrigen finden wir auf den Talsohlen im Calneggia wie im Haupttal Bachschuttkegel, die die Flüsse von einer Talwand an die andere drängen, und dazwischen große Schwemmebenen wie z. B. unterhalb Foroglio. Daß sich unter diesem Schutt auch Moränenmaterial verbirgt, darf als sicher angenommen werden.

b) Indirekte Wirkungen

Neben Gletscherschliffen und Moränen finden wir im Taltrog die Spuren gewisser Vorgänge, die erst postglazial in Erscheinung traten ,aber in ihrer Anlage auf die Gletscherwirkung zurückzuführen sind. Der würmeiszeitliche Gletscher muß ganze Partien der Talwand ihrer natürlichen Stütze beraubt haben (Unterschleifung). Solange der Trog mit Eis angefüllt war, genügte der Gegendruck des Gletschers, um die Katastrophen zu verhüten. Sobald aber der Abschmelzungsprozeß begann, verschwand der Gegendruck des Eises, und die natürliche Folge davon war ein Einsturz der labilen Talwandpartien. Kleinere Ereignisse dieser Art finden wir im ganzen Tal verstreut. Riesige Felsen von der Größe eines Häuserblocks sind von den Wänden abgestürzt. Imposante Blockfelder liegen im Calneggiatal bei den Hütten von Gera und im Haupttal bei Sonlerto.
Südwestlich von Fontana, auf der gegenüberliegenden Talseite, findet sich ein Schuttkegel von großen Ausmaßen. Die neue Geologische Karte taxiert ihn als Gehängeschutt mit Bergsturzmaterial in den untern Partien. Ich betrachte jedoch die Hauptmasse des Kegels als Bergsturz, denn auch in den obern Partien sind grobe Blöcke vorhanden, die nur leicht durch feineren Gehängeschutt bedeckt sind. Die Ausbruchsnische findet sich darüber in der Talwand in zirka 1000 — 1200 m Höhe. Ich führe das Ereignis auf die Unterhöhlung durch den Gletscher zurück.
Den größten postglazialen Bergsturz treffen wir kurz unterhalb dem Dorfe San Carlo im Haupttal an. Hier ist eine mächtige Felsmasse von der rechten Talflanke her niedergegangen. Ihr Inhalt beträgt nach groben Schätzungen zirka 10 Millionen Kubikmeter. Im untern Teil sind die Antigoriogneiskomponenten sehr groß und erreichen eine Länge von 30 bis 40 m. Im Süden sowie direkt unter der Ausbruchsnische ist das Material teilweise feiner, und es bekommt dort große Ähnlichkeit mit Moränenschutt. Die Möglichkeit, daß sich unter dem Bergsturz eine Moräne befindet, ist deshalb nicht ganz von der Hand zu weisen. Die Bavona wurde durch den Kegel ganz an die linke Talseite abgedrängt. Bei der Untersuchung der Ausbruchsnische ergab sich bald einmal die Tatsache, daß der Aufbau der Talwand an dieser Stelle das Niedergehen eines Bergsturzes wesentlich begünstigte: Der Antigoriogneis ist tektonisch schwer in Mitleidenschaft gezogen worden und zeigt ein sehr zerklüftetes Aussehen. Es muß hier eine Bruchlinie durchziehen, die den innern Zusammenhang der Felswand stark beeinträchtigte. Es brauchte dann nur noch eine minime Störung des Gleichgewichts durch den unterschleifenden Gletscher, um die Masse zum Absturz zu bringen. Daß die erwähnte Störungslinie bereits ein höheres Alter hat, kann man anhand der durch die Maggiakraftwerke gesprengten Blöcke an der neuen Straße nach San Carlo feststellen: Der Antigoriogneis wird kreuz und quer von Pegmatitgängen durchzogen. Diese letzten Feststellungen leiten nun bereits zu einem neuen Problem über, das im Bavonatrog eine außerordentliche Bedeutung besitzt: Die morphologische Auswirkung der Bruchtektonik. Wie wir soeben gesehen haben, läßt sich die Auswirkung der Brüche und Klüfte nicht immer leicht von den Nachwirkungen der Eiszeit trennen. Die Unterscheidung dieser beiden Faktoren ist eine der Hauptfragen, die es im nächsten Kapitel zu prüfen gilt.

3. Brüche und Klüfte in den Talwänden

a) Felsstöcke

Blicken wir vom Dorfe San Carlo talauswärts, so fallen uns sofort die besondern Formen der linken Talwand auf: Zuunterst bilden die Felsen über eine Distanz von annähernd 2 km eine gerade kompakte, zirka 200 bis 400 m hohe senkrechte Mauer. Darüber aber erfolgt eine merkwürdige Gliederung. Einzelne vorstehende Felsstöcke lehnen, deutlich durch Klüftung abgesetzt, an den Talwänden. Zuoberst bilden diese Stöcke meist eine kleine Kuppe, die durch ein Nackentälchen von der Wand getrennt sind. Die Kuppen sind kleine Inseln in der ungeheuren Steilheit und Zerrissenheit ihrer Umgebung. Auf winzigen grünen Matten stehen einzelne Hütten oder sogar kleinere Alpdörfchen. Andere Kuppen wiederum sind praktisch unzugänglich. Diese Stöcke finden wir in wechselnder Gestalt, von Cavergno bis San Carlo. Sie sind viel typischer für den Taltrog als Gletscherschliffe und Schliffgrenzen, sie sind das beherrschende Elemente der Trogwand. Durch sie wird eigentlich die Aufmerksamkeit des Beobachters in erster Linie auf die Bruch- und Kluftsysteme in den Talwänden gelenkt.
Die Untersuchung dieser Probleme ist allerdings eine Aufgabe für sich. Die Talwände sind meistens nur an den Stellen zugänglich, wo der Mensch kunstvolle Wege und Treppen in den Felsen errichtet hat. Der größte Teil der Gebiete ist aber überhaupt ohne Weg und entzieht sich so der direkten Beobachtung.

*La Stia** (Pt. 1450,9, NE San Carlo)

Von den Alphütten Muglierolo aus erkennt man auf der gegenüberliegenden Seite oberhalb San Carlo eine Gratpartie, die um zirka 100 m abgesunken ist. Die Form des abgesackten Stückes ist schön erhalten, ebenso die Rutschfläche (Abb. 15).
Die Kontaktstelle zwischen Sackung und Anstehendem ist in den obern Partien aufgeschlossen, allerdings schlecht zugänglich. Sie zeigt keine Anzeichen für besonders große mechanische Beanspruchung. Die Sak-

* Bezeichnung durch die Einheimischen.

kungsmasse selber ist weitgehend aufgelöst und zeigt in ihren vordern Partien starkes Hakenwerfen. Die Stia ist der einzige Stock, bei dem wir anhand der Form einigermaßen auf den Betrag der Sackung schließen können. Alle andern derartigen Erscheinungen sind viel weniger deutlich ausgeprägt, und die Vertikalverstellung ist meistens um vieles geringer. Die Kluft, entlang der die Stia abgesunken ist, verläuft ungefähr nordwestlich und fällt damit in die Hauptkluftrichtung.

Alp Mater

Oberhalb Sabbione, auf einer schwindelerregenden Felsenkanzel, rund 800 m über dem Talboden, steht das Kreuz der Alp Mater. Diesen unvergleichlichen Aussichtspunkt erreicht man auf einem kühn angelegten Weg über Felsentreppen und Grasbänder. Die Alp selber besteht aus einem kleinen flachen Boden von zirka 100 x 150 m und ist bergwärts von zwei kleinen Einsenkungen durchzogen, die wahrscheinlich einer Bruchzone zu verdanken sind. Im Gelände fand ich sie nirgends aufgeschlossen. Eine kleinere Störung tritt direkt am Weg, beim obern Weidgatter zutage. Dort finden wir eine fast senkrecht einfallende, zirka 10 cm mächtige W-E streichende Zone, in der der Antigoriogneis zu feinem Grus zermahlen ist.

Chinti

Fährt man mit der Maggiatalbahn von Cevio her Richtung Bignasco, so blickt man in der Gegend oberhalb des Ospedale di Cevio in einen langen tiefen Graben, der die rechte Talwand über eine Höhendifferenz von mehr als 1000 m durchzieht. Er endet zuoberst in einem Nakkentälchen, in dem die Alphütten von Chinti liegen. Der Graben ist durchwegs mit Schutt gefüllt, und ein Aufschluß findet sich nirgends. Es handelt sich um eine Störungslinie, die morphologisch ziemlich gleich ausgeprägt ist wie die Zone südlich des kleinen Crosa-Sees. Wir können deshalb auch nicht direkte Schlüsse ziehen, ob und wieviel der ganze Stock östlich der Linie in Richtung Bignasco abgesunken ist. Bei näherer Beobachtung ergeben sich aber indirekte Beweise: Begehen wir den Weg, der von Bignasco aus nach Seggio führt, erkennen wir bald einmal, daß die Felsmasse stark zerklüftet ist. Im Felsband östlich unterhalb der Hütten von Seggio können wir zwei größere Brüche feststellen, deren Vertikalverstellung allerdings gering ist. Besonders versackt wirkt die Felsmasse aber in höhern Regionen: Steigt man von den Alphütten von Chinti direkt gegen N ab, so gelangt man an die Rückwand des Stockes. Sie macht hier den Eindruck einer wild zerklüfteten und innerlich vollständig aufgelösten Sackungsmasse. Nach all diesen Beobachtungen schließen wir, daß der Stock von Chinti eine Sackung von riesigem Volumen darstellt. Allerdings übersteigt der Betrag der Verstellung, nach der Breite des Nackentälchens zu schließen, kaum 50 m, und so dürfen wir wohl annehmen, daß die Bewegung eine zeitlich begrenzte war und heute zur Ruhe gekommen ist.

Monti di Cavergno

Über dem Taleingang erhebt sich der wuchtige Klotz der Monti di Cavergno. Seine Kuppe liegt auf 1180 m Höhe und ist stark von der Talwand abgesetzt. 500 m taleinwärts erhebt sich nochmals eine Kuppe, Monti di Cavergno dentro, 1312 m. Auch sie ist von der Talwand durch eine kleine Mulde getrennt. Verfolgt man ein schmales Weglein noch einige Meter nach N, so trifft man bald einmal auf eine Bruchzone von größter Bedeutung. Hier kann man nun mit Sicherheit sagen, daß das Entstehen der Kuppe und des Nackentälchens auf eine tektonische Bewegung in der Talwand zurückzuführen ist. Die Störung zeigt sich im Tobel hinter den Hütten als 10 bis 20 m mächtige Gesteinsmehlzone, in der vereinzelt noch intakte Gneispartien schwimmen. Gegen oben scheint sich diese Zone aufzuteilen: Das Weglein quert einen zirka 1 bis 2 m breiten Seitenast wenige Schritte weiter hinten. Gegen unten streicht sie in W-E Richtung in einem engen tiefen Graben bis auf die Talsohle in der Gegend von Mondada. Eine zweite gleichartige, ebenfalls mit Gesteinsmehl gefüllte Furche verläuft parallel dazu leicht taleinwärts verschoben. Zuoberst scheint sie dann, den Gräben nach zu schließen, plötzlich in die NE-Richtung umzubiegen. Es handelt sich, wie schon vorhin betont wurde, um eine Störung von bedeutendem Ausmaß und infolgedessen kaum von nur lokaler Bedeutung (Abb. 16 und 17).
Damit stehen wir vor einem neuen Problem. Bei den Stöcken der Stia, von Mater und Chinti kann man noch ohne weiteres glauben, daß das Abgleiten eher entlang örtlich vorkommender, in der Talrichtung gelegener Klüfte erfolgen konnte. Wir können sogar ohne weiteres annehmen, daß die schon einmal erwähnte postglaziale Labilität der Talwände den Anstoß zur Bewegung gab, und daß damit die Ausbildung der Störung in kausalem Zusammenhang mit der Felssackung steht. Im vorliegenden Fall der Monti di Cavergno aber kommen wir mit dieser Theorie wohl nicht mehr aus: Die Störung streicht eindeutig in W-E Richtung und somit nicht parallel zur Talachse. Zudem wird eine bloße Sackungsbewegung nicht eine derart durchgreifende und mächtige Störungslinie hervorrufen können. Es tritt ein neues Phänomen auf die Bildfläche, das wohl wesentlich tiefer wurzelt als bloß in Gleichgewichtsstörungen der Oberfläche.

b) Störungslinien und Wildbachtobel

Auf der Suche nach weiteren Störungslinien von größerer Bedeutung wurden die Wildbachtobel näher angeschaut. Allerdings ist hier eine direkte Beobachtung der Bruchlinie meistens nicht möglich. In mehreren Fällen konnte ich jedoch eindeutig konstatieren, daß der Bach der Störungslinie folgt:

— E der Hütten Monti di Cavergno dentro (1312) zieht sich ein kleines Tobel in südwestlicher Richtung vom Pizzo Paraula hinunter. Oben ist die Sohle des Tobels stark mit Schutt angefüllt. Weiter unten jedoch, auf der Höhe der Hütten, verläuft der Bach in einer schön aufgeschlossenen Mylonitzone.

— N der Ausbruchsnische des Bergsturzes von Fontana wird der Talhang von einem beinahe W-E laufenden Tobel durchschnitten. Im untersten, zugänglichen Teil dieses couloirartigen Grabens finden sich Mylonitzonen aufgeschlossen. Weiter oben erscheint ein eingekeiltes Gneispaket. An diesem eingekeilten Stück finden wir ähnliche Erscheinungen, wie wir sie

in der Ausbruchsnische des Bergsturzes von Gannariente konstatiert hatten: Der Gneis ist stark gefältelt und läßt so auf weit zurückliegende tektonische Beanspruchung schließen. Es handelt sich also auch hier um eine ältere Störung, die in neuerer geologischer Zeit wiederum aktiviert wurde. In der Richtung stimmt sie gut mit der großen Zone von Mondada-Monti di Cavergno überein und könnte so deren Fortsetzung in der rechten Talwand bedeuten.

— Im Val Calneggia, zirka 500 bis 600 m östlich der kleinen Brücke von Gera, gibt die neue Geologische Karte einen Bruch an, der in SE-Richtung von Alpe Nassa herunterstreicht. Er durchquert das Tal und erscheint auf der anderen Seite in einem direkt nach S streichenden Graben wieder. Der Bruch ist schön aufgeschlossen, und in beiden Fällen halten sich die Entwässerungsrinnen an diese Zonen.

— Bereits früher erwähnt wurde die Störungslinie im hintersten Val Calneggia, wo eine NW gerichtete Mylonitzone am Weg zu den Hütten Pt. 1510 aufgeschlossen ist. Der Bach hält sich hier ebenfalls an die tektonisch vorgezeichnete Linie.

Zu diesen Direktbeobachtungen kommen nun noch Erscheinungen und Überlegungen morphologischer Natur hinzu, die die tektonische Anlage der Wildbachtobel wahrscheinlich machen:

— Das Calneggiatal mit seinem riesigen Einzugsgebiet und einer relativ steten Wasserführung, besitzt bei Foroglio eine Stufe von 200 m, die wir vorläufig einmal als das Resultat der letzten Eiszeit annehmen wollen. Der Calneggiabach hat in den letzten paar tausend Jahren seit dem Zurückweichen der Gletscher einer 10 m tiefe Kerbe in den gesunden Gneis eingeschnitten, also eine recht kleine Leistung, gemessen an den 200 m der Stufe. Wenige 100 m talaufwärts, bei Roseto, mündet der Wildbach der Alp Oglië. Er mündet ohne Stufe gleichsohlig ins Haupttal ein. Dabei ist sein Einzugsgebiet winzig klein, verglichen mit demjenigen des Calneggiatales, und seine Wasserführung ist viel geringer und unregelmäßiger. Dieser kleine, unbedeutende Seitenbach wäre also, im Gegensatz zum Calneggiabach, dem glazialen Eintiefungsbetrag gefolgt. Eine ähnliche stufenlose Einmündung finden wir bei den meisten Wildbachtobeln und Seitentälern: Val Antabbia und die Bäche der Alpen Savinera, Sologna, Foioi, Magnasca, Larecchia und Caranzunello. Bei allen diesen Tobeln steht die Tiefe des Einschnittes in keinem Verhältnis zur Wasserführung des betreffenden Baches. Eine reine Fluviatilwirkung kann die Kerben nicht geschaffen haben, es müssen noch andere Faktoren dabei beteiligt gewesen sein.

— Im weitern zeigt es sich, daß die Anlage der Seitentäler nicht den Gesetzen der fluviatilen Erosion gefolgt ist. Die Gräben passen sich nicht den Gegebenheiten des Geländes an, sondern sie scheinen willkürlich irgendwelchen Linien zu folgen, wobei sie öfters abrupte Richtungsänderungen vornehmen. Ein frappantes Beispiel für die Nichtbeachtung der Geländeform bietet der Oglièbach. Er hat ganz widernatürlich eine Kerbe in den ehemaligen SW-Grat des Pizzo Oglië geschnitten. Der Graben streicht zudem in seiner höchsten Partie ganz asymmetrisch am Grat aus (Abb. 18). Das Gewässernetz der Alpe Magnasca östlich Foroglio zeigt in den höhern Lagen eine eher natürliche Ausbildung. Weiter unten biegt aber der Bach plötzlich nach W um, und im untersten Stück macht er nochmals eine brüske Richtungsänderung nach SE, bevor er die Talsohle erreicht.

Alle die erwähnten Beobachtungen führen zum Schluß, daß die Tobel der Seitenbäche zum großen Teil in tektonischen Störungslinien angelegt sind. Damit läßt sich ihre in bezug auf fluviatile Erosionsgesetze widernatürliche Anlage erklären. Auch die tiefen Einschnitte und die stufenlosen Mündungen können wir dadurch verstehen: Die Bäche hatten in den tektonisch aufgelösten Gesteinen viel leichteres Spiel.

c) Andere Störungslinien

— Kleinere Brüche: Durchwegs sind die Talwände auch noch von kleineren Linien durchzogen, die sich morphologisch nicht sehr stark auswirken. Gegenüber der Bergsturzmasse von Gannariente, in der scheinbar völlig kompakten mauerartigen Talwand finden wir eine Serie paralleler, nach S einfallender Brüche. Die südlicheren Teile sind leicht abgeglitten, die totale Vertikalverstellung beträgt zirka 4 bis 5 m. Eine ähnliche Erscheinung zeigt der Stock gegenüber Foroglio. Entlang von zwei ebenfalls nach S einfallenden Brüchen ist der S-Teil abgeglitten. In der einen Bruchzone ist es sogar zu Faltenbildung durch die Gleitbewegung gekommen.

— Der Felssturz von Sabbione: Die 800 m hohe Felswand zwischen Sabbione und Mater beherbergt eine Störungslinie, die im Winter 1954/55 einen größeren Felssturz verursachte. Das genaue Datum des Ereignisses ist mir nicht bekannt. Die Anwohner berichten, daß der Talboden nachher in einem weiten Umkreis von grauem Staub bedeckt gewesen sei. Das Volumen des Sturzes ist schwer abzuschätzen, denn die Felsmassen liegen auf einem ältern Schuttkegel. Der Fuß der Felswand unmittelbar oberhalb des Kegels zeigt viele Schlagspuren. Die oberste Partie der Schuttmasse ist ähnlich zusammengesetzt wie eine Moräne: Eckige Komponenten von wechselnder Größe sind in feineres Material eingebettet. Weiter unten häuft sich das grobe Material, und die größten Blöcke erreichen eine Kantenlänge von 6 m. Hier hat der Felssturz großen Schaden angerichtet, indem er eine ganze Anzahl von Bäumen unter sich begrub. Richtung Sabbione sind die Blöcke am weitesten abgefahren, sie erreichen hier fast den Talgrund. Die Mylonitzone, die den Sturz verursachte, durchzieht die ganze Wand als schmales Band und läuft oben in einen Graben aus. Die Ausbruchsnische liegt in diesem Graben. Auch hier kann man konstatieren, daß die Zone bereits früher tektonisch bewegt wurde, denn die Bänderung des Gneises zeigt nördlich der Ausbruchstelle eine Verfältelung.

— Zum Schluß bleibt noch eine vermutete Störung zu erwähnen: Sie durchzieht wahrscheinlich den Haupttalboden vor der Calneggia-Einmündung und streicht nachher in E Richtung am Fuße des Felsbandes hinauf bis zur Alpe Nassa. Eine Abzweigung ist vom

Weg aus oberhalb Semacorte zu beobachten. Die betreffende Störung ist auch auf der neuen geologischen Karte eingezeichnet.

4. Zusammenfassung

Im Gebiet des Taltroges sind die Antigoriogneismassen intensiv von Klüften und Brüchen durchsetzt. Als Zonen erosionsanfälligeren Gesteins prägen sie sich morphologisch in Gräben, Tobeln und Nackentälchen aus. In den einfacheren Fällen sind sie auf die postglaziale Labilität der Talwände zurückzuführen. Oft finden sich aber in den Bruchzonen Spuren älterer tektonischer Ereignisse, so daß wir daraus schließen können, daß ihre Anlage in früheren geologischen Zeiten erfolgte.
Im nun folgenden Kapitel über die Talgenese soll näher auf das Alter, die Verbreitung und die Richtung von Klüften eingetreten werden.

VII. BEITRÄGE ZU EINER TALGESCHICHTE

Die herkömmlichen Grundlagen einer Talgeschichte sind die Terrassen. Anhand dieser Verflachungssysteme kann man die einzelnen Erosionszyklen und ihre zeitliche Aufeinanderfolge rekonstruieren. Im Bavonatal stoßen wir nun aber mit diesem Verfahren auf erhebliche Schwierigkeiten, wie schon eingangs dargelegt wurde: Wohl läßt sich im großen und ganzen eine Zone der Verflachungen von der steilen Zone der Übertiefung unterscheiden. Die Grenze liegt, wie wir festgestellt haben, in zirka 1800 m. Wohl können wir innerhalb der Verflachungszone teilweise zwei bis drei Niveaus auseinanderhalten, aber an den steilen Trogwänden des Übertiefungsgebietes haben sich keine alten Talbodenreste erhalten. Die winzigen Verflachungen passen in ihrer Höhe schlecht zusammen und stellen zum großen Teil die Kuppen von versackten Felsstöcken dar. Wohl können wir auch in diesem Gebiet noch Gehängeknicke feststellen. Aber sie variieren in ihrer Höhe so stark, daß sie auch nicht als zuverlässig angesehen werden dürfen. Eine Rekonstruktion der Terrassensysteme im Bavonatal müßte sich deshalb fast ausschließlich auf die bereits vorhandene Literatur stützen. Das Ganze würde eine Spekulation ohne sichere Grundlage im Gelände darstellen. Sollten wir dann auf diesem Kartengebäude noch eine Talgeschichte aufbauen, so würde das doch vom Standpunkt der Wissenschaft aus gesehen zu weit führen.
In den vorangehenden Kapiteln wurden die im Bavonatal vorhandenen morphologischen Elemente beschrieben. Sie sollen nun als Grundlage für die Talgeschichte dienen. Dort wo Verflachungen vorhanden sind, nämlich in den obern Zonen, sollen sie für die Rekonstruktion verwendet werden. Im Übertiefungsteil aber sollen vorwiegend die tektonischen Elemente zur Sprache kommen. Ich bin mir bewußt, daß damit die Vorgänge in der Quartärzeit niemals so detailliert dargestellt werden können, wie das anhand der Terrassensysteme getan wird. Insbesondere über die Eiszeiten und die Ausbreitung der Gletscher kann nichts gesagt werden. Es handelt sich also in den folgenden Ausführungen nur um Beiträge zu einer Talgeschichte, niemals aber um eine vollständige Darstellung.

1. Der Anschluß an das Primärrelief

Ältern Anschauungen zufolge war die heutige Gebirgsoberfläche des Nordtessins zur Zeit des Auftauchens des Alpenkörpers aus dem Meer von kilometermächtigen Gesteinsmassen der höhern penninischen und ostalpinen Decken überlagert. Neuere Autoren neigen aber auf Grund verschiedener Beobachtungen zu einer andern Ansicht: KÜNDIG schreibt zur Maggiaquerwurzel: «Die höhern Decken nehmen an dieser Querwurzel keinen näher bestimmbaren Anteil, ja die Beobachtungen in der Tessiner Wurzelzone weisen vorläufig darauf hin, daß höhere Decken über den beiden Kulminationen* vielleicht ganz, vielleicht nur teilweise gefehlt haben. Damit schrumpft das seinerzeit postulierte ungeheure Deckenpaket bedenklich zusammen.» BURCKHARDT kommt auf Grund petrographischer Studien im Lebendungneis zu einem ähnlichen Urteil für das Basodinogebiet: «Textur und Struktur dieser Psephit- und Psammitgneise lassen es als sehr unwahrscheinlich erscheinen, daß zu irgendeiner Zeit 15 oder mehr Kilometer Gestein über ihnen lagen, wie vielfach für die Gegend des obern Tessins angenommen wird.»
Was heißt das nun für die Morphologie? Gewiß dürfen wir nicht erwarten, daß die obersten Partien unseres heutigen Gebirges dem Primärrelief entsprechen. Eine wesentliche Tieferlegung ist seither sicher erfolgt. Aber die Aussichten, gewisse Züge des Primärreliefs in unserer heutigen Morphologie zu erkennen, sind doch ein wenig gestiegen.
Aus den Formen des mutmaßlichen Primärreliefs hebt sich die tektonische Firstlinie der Alpen heraus, die etwa im Raume zwischen Locarno und Bignasco die Wasserscheide der Alpen bildete. Unser Basodinogebiet würde sich zu dieser Zeit also eindeutig nach Norden entwässert haben. Nach STAUB soll zur Zeit des Oligocaens und des Miocaens der obere Bavonaraum der Urreuß oder der Uraare tributär gewesen sein, was der südalpine Charakter der Gerölle in den entsprechenden Schuttfächern beweisen soll. Wir können uns aber gut vorstellen, daß die Bedrettomulde schon damals morphologisch als Randzone des Gotthardmassivs ausgeprägt war, und daß sie die Sammelrinne für die Gewässer des heutigen obern Tessins bildete. STAUB läßt diese Bedrettomulde vorerst nach Westen in die Uraare münden. Später soll aber der Rhein dann via Pioramulde einen Teil des Bedretto angezapft haben.
Wir haben also vermutlich durch die ganze Dauer des Miocaens folgende Situation: Der obere Bavonaraum entwässert sich in die Bedrettomulde, die ihrerseits zuerst der Aare, später dem Rhein tributär wird. Von diesem miocaenen Relief nun scheinen gewisse Züge namentlich im Norden unseres Gebietes noch vorhanden zu sein. Im Kapitel über die Gipfelflur wurde gezeigt, daß in der Gegend Basodino — Cristallina — Pizzo di Rodi — Campo Tencia eine Kulmination existiert, die

* Gemeint sind Tosa und Tessin.

dem heutigen Entwässerungssystem nach zu beurteilen zu weit im Süden liegt. In dieser Kulmination ist jedoch ein letzter Überrest der Verhältnisse im Miocaen erhalten geblieben, und sie deutet die damals weiter im Süden gelegene Wasserscheide an.
Damit wäre der Anschluß an die Tertiärzeit hergestellt: Die obersten Partien unseres Gebietes spiegeln spätmiocaene Anlagen des Reliefs wieder. Was sich vorher, seit dem Auftauchen des Alpenkörpers im Oligocaen abgespielt hat, läßt sich aus der heutigen Oberfläche nicht mehr rekonstruieren.

2. Die Zeit der großen Verflachungen

Bereits während der großen Hebungsphasen des Miocaens begann der Einbruch der südlichen Flußsysteme in die Oberläufe von Uraare und Urrhein. Die Wasserscheide wurde langsam nach Norden verlegt. Während die südlichern Partien unseres Untersuchungsgebietes wahrscheinlich relativ früh, d.h. schon Ende Oligocaen von der Südentwässerung erfaßt wurden, muß der Kampf im Basodinogebiet wahrscheinlich erst zur Zeit der obersten Verflachungen, d. h. im Miocaen oder im Pliocaen entschieden worden sein. Die obersten Verebnungsflächen finden sich knapp unterhalb der Gipfelpartien der höchsten Erhebungen: Nordöstlich des Basodino in 3000 bis 3100 m, im obersten Teil des Cavagnoligletschers in 2800 m und nordöstlich des Cima di Lago in 2700 m. Alle diese Flächen sind gegen NE geneigt und deuten wahrscheinlich das letzte Talsystem an, das sich eindeutig in die Bedrettofurche entwässerte. Die Terrassenreste sind aber so klein, daß wir ihnen nicht allzuviel Bedeutung zumessen dürfen (Primärsystem WITSCHIs).
Besser erhalten sind die Reste des darauffolgenden Systems, in dem wahrscheinlich der Einbruch der Bavona von Süden her vor sich ging. Dieser bedeutenden Eintiefungsphase folgte eine lange Zeit der Einebnung und der Stagnation der Erosion. Die Täler erhielten dadurch die Gestalt flacher Wannen (Pettanettosystem LAUTENSACHs, Simmenfluhniveau BECKs). Das Kampfgebiet zwischen Nord- und Südentwässerung muß zu dieser Zeit im Basodinobecken gelegen haben. Die Abflußverhältnisse waren unklar, und es mögen Bassins fermés in der Art des Lago Sfundau entstanden sein, wobei die Nordrichtung der höher gelegenen Zuflüsse vorläufig erhalten blieb: Noch heute neigen sich die beiden Plateaus von Basodino- und Cavagnoligletscher, die dieser Zeit entstammen, gegen Nordosten. Im Süden des Basodino sind Reste von diesem Niveau erhalten: Im Val Antabbia sind es die Flächen der Pinascione und im Crosagebiet die Verflachungen direkt unter der Gratzone am Bedriolhorn.
Nach einer längeren Stagnationsperiode erfolgte nochmals eine Akzentuierung des bestehenden Talsystems, und damit wurde die Entwässerung definitiv nach Süden gelenkt. Diese neue Phase legte den Boden der bestehenden flachen Pettanettowannen etwas tiefer. Sie schuf ein Talsystem im Niveau Randinascia-Caralina, Piano dei Cresti-Antabbiaboden, Alpe Sologna und Crosabecken (Bedrettosystem LAUTENSACHs, Burgfluhniveau BECKs). Im Bavonatal ist diese Phase nicht sehr intensiv zur Auswirkung gekommen, sie ist aber doch vorhanden. Die Reste des Systems liegen in 1800 bis 2000 m Höhe. Auch jetzt folgte offenbar eine Periode der Einebnung und längerer Stagnation. Das Basodinobecken erhielt seine heutige Gestalt, allerdings fehlten die Becken von Cavagnoli, Lago Bianco, Zöt, Lago Nero und Robiei. Der Hauptfluß verließ das Basodinogebiet in einer Höhe von etwa 2000 m, durchfloß das weite Haupttal mit geringem Gefälle und mündete in der Gegend des heutigen Bignasco in zirka 1600 — 1800 m in die Maggia. Große Höhendifferenzen und steile Hänge existierten einzig unmittelbar südlich des Basodinoplateaus, wo die Bündner-Schiefer-Wand schon damals zirka 800 m ins Val Antabbia abstürzte. Im übrigen besaß die Landschaft aber eher einen ausgereiften Charakter.
So stand die Situation, bevor die Ereignisse der Übertiefung eine neue Periode der Talbildung einleiteten.

3. Die Zeit der Übertiefung

Erst dieser jüngste Abschnitt der Talgeschichte hat jene typischen und interessanten Formen herausgearbeitet, die wir an den Tessiner Tälern bewundern. Schroffe, steil aufragende Felswände, tief eingesenkte Kessel und schmale Wildbachkerben, all das sind die Werke der Übertiefung, die sich mit einem Blick von den sanftern Formen der großen Verflachungen unterscheiden. Dieser prinzipielle Unterschied der beiden Formengruppen, Verflachung und Übertiefung, ist sicher einem prinzipiellen Unterschied der Erosionsfaktoren zuzuschreiben. Mit dem Eintritt des Übertiefungszeitalters begannen andere Kräfte und andere Elemente zu wirken, die bis dahin nicht zur Geltung gekommen waren. Der eine dieser neuen Faktoren ist der Gletscher. Es ist heute üblich, den Beginn der Übertiefung mit dem Beginn des Eiszeitalters als identisch zu erklären. Tatsächlich fällt dem Gletscher eine nicht zu unterschätzende Rolle in der Ausgestaltung des Formenschatzes der Übertiefung zu. Aber es gibt Probleme, die nicht allein mit der Arbeit des Gletschers zu erklären sind: z. B. die tiefen Kessel der Crosa-Seen, die schmalen Kerben der Wildbäche, die heute noch allzugut erhaltenen Hochflächen des Basodinobeckens und die gewaltige Stufe von 1000 m Höhendifferenz zwischen San Carlo und der Alpe Robiei. Es sind im ganzen allzuviele Formen, die sich nicht rein durch die Gletschererosion erklären lassen, und für die wir die Wirkung eines zusätzlichen Faktors, der Bruchtektonik, geltend machen müssen.

a) Die Klüfte und Brüche der Tessiner Alpen

Die geologische Literatur beschert uns wenig Angaben über diese morphologisch sehr wichtige Erscheinung. BURCKHARDT beschränkt sich auf ein kurzes Kapitel über «Junge, postorogene Brüche». Darin erwähnt er die NNW-SSE verlaufende Bruchzone, die von Linescio durchs Val Calneggia bis ins Val Antabbia zieht, und bringt eine Mylonitzone nordöstlich der Zunge des Basodinogletschers damit in Zusammenhang, die in derselben Richtung verläuft. Dann erwähnt er noch einige NNW-SSE verlaufende Quarzgänge zwischen Randinascia und Robiei. Auf der neuen Geologischen Karte von GRÜTTER/BURCKHARDT ist die erwähnte Linescio-Antabbia-Zone bereits eingezeichnet. Dazu hat GRÜTTER eine ganze Anzahl von Bruchzonen im Antigoriogneis eingetragen, die bereits Erwähnung fanden. In der Literatur, die sich mit der näheren und weiteren Umgebung des Bavonatales befaßt, finden wir ebenfalls

Angaben über junge Störungen: In der «Geologischen Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal» steht im Anhang zu lesen, daß junge, postalpine Brüche im ganzen Gebiet morphologisch deutlich hervortreten. Die Streichrichtung wird mit hauptsächlich ENE und N-S bis NNW angegeben. «Die oft mit Gesteinsmehl (Creta) gefüllten, bis metermächtigen Bruchzonen, in deren Nähe das Gestein stark zerrüttet erscheint und oft zu parallelepipedischem Zerfall neigt, nehmen einen völlig geradlinigen, von der Deckentektonik unbeeinflußten Verlauf, was auf ihr postalpines Alter hindeutet.» Anschließend werden noch einige Mylonitzonen aus der Coccomasse erwähnt, die wahrscheinlich gleiches Alter besitzen. BEARTH beschreibt aus dem Grenzgebiet zwischen penninischen und lepontinischen Alpen steilstehende und zirka NNW streichende Ruschel- und Bruchzonen, die als morphologisch auffallende Gräben mit steilen Wänden ausgebildet sind. GRÜTTER erwähnt aus der Region von Bosco geologisch junge postalpine Verschiebungen in vertikaler Richtung, ausgeprägt durch Mylonitzonen, Ruscheln und Rutschharnische. Die Streichrichtung wird wiederum mit N bis NW bezeichnet. Die Sprunghöhen seien in der Regel gering.
Zusammenfassend kann gesagt werden, daß fast alle Autoren, die im Tessin oder in der nähern Umgebung arbeiteten, auf ganz ähnliche Erscheinungen stießen. Folgende Angaben stimmen mit den im Bavonatal gemachten Beobachtungen überein:

— Die morphologische Ausprägung in Form von Gräben mit steilen Wänden.

— Die Geradlinigkeit ihres Verlaufs, unbeeinflußt von der Deckentektonik.

— Das steile annähernd senkrechte Einfallen.

— Die Hauptrichtungen: N bis NNW und ENE.
— Postalpines Alter.

Somit handelt es sich also um eine allgemein sehr verbreitete Erscheinung, die durchwegs ähnliche Eigenschaften aufweist.

b) Die Karte der Bruch- und Kluftzonen

Die Bruch- und Kluftzonen unseres Untersuchungsgebietes wurden in einer Karte (Abb. 19) eingetragen. Für diese Zusammenstellung wurden alle bisherigen Beobachtungen aus eigenen Begehungen und aus der Literatur verwendet. Es wurden nur die gut ausgeprägten Linien eingezeichnet, die sich über größere Strecken verfolgen lassen. Die direkt beobachtbaren und die nur morphologisch ausgeprägten Brüche und Klüfte wurden auseinandergehalten. Systematische Kluftmessungen liegen der Karte keine zugrunde, deshalb kann sie auch nicht statistisch ausgewertet werden. Trotzdem gibt sie ein gutes Bild über die Streichrichtung, da fast alle Brüche und Klüfte annähernd senkrecht einfallen.

Die vorherrschenden Richtungen sind:

— **NW bis NNW:**

Dazu zählen wir folgende Zonen:
NE des Basodinogletschers;
Antabbia — Sologna — Calneggia;
Calnesci — kleiner Crosa-See — Ausfluß — Val Calneggia;
die Parallele dazu durch den großen Crosa-See;
Lago Grande — Pizzo Sologna;
Bocchetta del Madone — Val Calneggia;
Sologna — Nassa — Semacorte — Wasserfall von Forolio;
Chinti — Ospedale di Cevio;
kleinere Brüche und Klüfte am Pizzo Sologna sowie im östlichen Talhang zwischen San Carlo und Foroglio;
die Wände des Haupttales liegen ebenfalls in dieser Richtung.

— **NE bis ENE:**

Sie stellt die um 90° gedrehte Nebenklüftung zum NW- bis NNW-System dar. Wir zählen dazu die Zonen:
W Lago Sfundau;
S des Basodinoplateaus;
Val Antabbia — Corte Grande di Savinera;
Ausbruchsnische von Gannariente — Alpe Savinera;
Sologna — Sonlerto und Fortsetzung in der östlichen Talwand;
Sologna — Faedo — Alpe Foioi;
Wildbach der Alp Ogliè;
Tobel östlich Sabbione;
Tobel nordöstlich des Pizzo Cazzana;
Tobel der Alp Larecchia — Fiorasca;
Cazzoli — großer Crosa-See — kleiner Crosa-See — Valletta.

— **W-E:**

Dazu gehören die Zonen:
Cavagnoli — Lago Bianco — Lago Nero;
Bocchetta di Valle Maggia — Lago Matörgn — Arzo;
Caralina — Zöt;
Valletta — Alpe Nassa — Foroglio;
Forcolaccia — kleiner Formazzolosee — Calneggia;
Tobel der Alpe Magnasca;
Mondada — Monti di Cavergno;
diverse kleinere Zonen.

— **N-S**

Diese Nebenklüftung der W-E Richtung ist nicht stark ausgebildet und ist in der Karte nur durch die beiden Brüche am Pizzo Ogliè vertreten.

Vorherrschend sind die beiden zuerst erwähnten Richtungen, in denen auch das Haupttal liegt: Im obern Abschnitt, zwischen San Carlo und Foroglio, verlaufen die Trogwände NNW, und im untern Teil, zwischen Foroglio und Cavergno NW. Das Val Calneggia folgt vom Trogschluß bis in die Gegend von Gera der W-E Richtung, um dann bis zur Ausmündung ziemlich genau NW zu verlaufen.
Was dem Beobachter bereits im Gelände deutlich in die Augen springt, kommt in der Karte noch besser zum Ausdruck: Das Gebiet des Antigoriogneises, d. h. das Gebiet südlich einer Linie Antabbia — San Carlo — Pizzo Castello ist viel intensiver von großen Klüften und Brüchen durchsetzt als die nördlicher gelegene Zone der Muldengesteine und schiefrigen Gneise. Damit finden wir die Vermutung bestätigt, daß der Antigoriogneis infolge seiner spröden granitischen Struktur auf die geringste Vertikalverstellung mit einer Durchklüftung reagiert. Die Bündnerschiefer und die schiefrigen Gneise hingegen besitzen ein ganz anderes Gefüge, das auf Vertikalverstellungen auch anders reagiert. Es sei aber

hier noch einmal ausdrücklich festgehalten, daß auch im schiefrigen Gneis eine Klüftung existiert, aber sie prägt sich morphologisch nur in ganz feinen Linien aus, und die großen, blockgefüllten Gräben kommen äußerst selten vor.

c) Alter der Brüche und Zusammenhang mit der Übertiefung

Wir dürfen heute aus den unten angeführten Gründen annehmen, daß vor dem Beginn der Übertiefung, zur Zeit des Bedrettotalbodens, keine oder nur eine geringe Durchklüftung des Bavonagebietes bestanden hat, und daß nur einige Hauptlinien die NW-Richtung des Tales festgelegt hatten. Die Seitentäler mündeten zum großen Teil bereits in der NE-Richtung der Nebenklüftung ein. Aber die Landschaft besaß wahrscheinlich fluviatiles Gepräge, und die Flüsse folgten, von der allgemeinen Richtung abgesehen, ihrem eigenen Willen. Nebentäler wie Alpe Savinera deuten noch heute in den höhern Regionen ein derartiges Entwässerungssystem an. Jedes Seitentälchen besaß eine Gratumrandung als Abgrenzung seiner hydrographischen Einheit. Diese Gratumrandung ist noch heute vorhanden, und man könnte aus ihrem Verlauf das damalige Flußnetz einigermaßen rekonstruieren. In diese ausgewogene fluviatile Landschaft brach nun die Aera der Übertiefung ein. Und zwar können wir heute mit ziemlicher Sicherheit sagen, daß der Anbruch dieses Zeitalters eine wesentliche tektonische Auflösung des Gesteins, eine intensive Durchklüftung mit sich brachte. Wir können für diese Annahme folgende zwei Argumente anführen:

— Erst die Zeit der Übertiefung arbeitete den Unterschied zwischen klüftungsanfälligem und klüftungsarmem Gestein morphologisch heraus. Daraus schließen wir, daß die intensive Durchklüftung erst zur Zeit der Übertiefung eingesetzt hat. Der klassische Taltrog mit seinen gewaltigen Eintiefungsbeträgen findet sich nur im Antigoriogneis, der heute von einem dichten Kluftsystem durchzogen ist. Im Gegensatz dazu stehen die kaum von der Übertiefung berührten Flächen des Basodinogebietes: Die Kluftanfälligkeit war eine geringe, also brachte der Eintritt des Übertiefungszeitalters keine einschneidenden Veränderungen der Erosionsbedingungen: Die alte Bedrettolandschaft hat sich im wesentlichen erhalten können. Gegen dieses erste Argument können von der Theorie der reinen Glazialerosion verschiedene Einwände geltend gemacht werden, die aber erst im nächsten Kapitel beantwortet werden sollen.

— Die heutigen tektonisch angelegten Entwässerungsfurchen des Übertiefungsgebietes passen nicht mehr in die alte Fluviatillandschaft der Bedrettozeit hinein. Die früheren hydrographischen Einheiten werden heute von mehreren Gräben entwässert, wie z. B. die Alpe Sologna. Andere Gräben ignorieren die alte Gratumrandung und setzen direkt an den Vorsprüngen der Grate ein, wie die Beispiele von Ogliè und Sabbionetobel zeigen. Alle diese Unregelmäßigkeiten sind auf die Ausbildung der Bruchtektonik nach dem fluviatilen Bedrettozeitalter, zur Zeit der Übertiefung, zurückzuführen. Wäre das heutige Kluftnetz schon im Bedrettozeitalter ausgeprägt gewesen, würde das alte Gratumrandungs- und Entwässerungssystem anders aussehen und viel besser in das heutige hineinpassen.

Aufgrund dieser beiden Argumente nehmen wir an, daß der Beginn der Übertiefung gleichzusetzen ist mit einer intensiven tektonischen Bewegung des Untergrundes und der damit verbundenen Durchklüftung des Gesteins. Der Ursprung dieser Bewegungen muß in tieferen Schichten gesucht werden. Die konstante Richtung der Störungen über weite Gebiete zeigt, daß es sich um Spiegelungen der Großstrukturen im Untergrund handelt. Der Anlaß zur Aktivierung dieser Großstrukturen kam von unten her, durch eine umfassende Bewegung des Gebirgskörpers. Eine derartige Bewegung fand wahrscheinlich zu Beginn des Quartärs in Form einer kräftigen Hebung statt, wie heute allgemein angenommen wird. SONDER, der sich eingehend mit diesen Problemen befaßt hat, ist der Ansicht, daß sich eine Kluft von unten her an die Oberfläche durchfrißt. Damit deutet er an, daß der Ursprung der Durchklüftung endogenen Charakter hat. Diese Theorie scheint nach meinen Beobachtungen in der Bavona in den meisten Fällen zuzutreffen. Wir müssen aber auch ins Auge fassen, daß eine wechselnde Belastung durch das Eis, wie sie zur Glazialzeit vorkam, gewisse Reaktionsbewegungen im Boden hervorrufen kann. Ein derartiger Ausgleich würde dann entlang von bereits im Boden verhandenen Schwächezonen erfolgen und damit auch eine einheitliche Richtung der Klüfte hervorrufen. Allerdings wären solche Begebenheiten bestimmt stärker von der lokalen Struktur des Untergrundes abhängig. JÄCKLI weist in einer diesbezüglichen Bemerkung auf die Talwände hin. Tatsächlich haben wir auch im Bavona solche «glazialen Bewegungsscharniere» angetroffen, die aber meist nur von lokaler Bedeutung waren.

d) Wirkung der Gletscher in der Übertiefungszeit

Wie in der Einleitung zu diesem Kapitel erwähnt wurde, setzt man heute allgemein den Beginn des Übertiefungszeitalters gleich dem Beginn der Glazialzeit. Die Eisströme ergossen sich in die bestehenden Bedrettowannen und machten dort ihre Erosionskraft geltend. Es wäre aber niemals zu einer derartigen Übertiefung gekommen, wenn die Gletscher nicht einen tektonisch präparierten und für die Art der Glazialerosion besonders anfälligen Untergrund angetroffen hätten. Geradlinige tektonische Gräben und Schwächezonen durchzogen die Landschaft. Die Eismassen hatten praktisch nichts anderes zu tun, als das aufgelöste Felsmaterial aus den Rinnen hinauszuschieben. Mit dieser Theorie des Zusammenwirkens von Tektonik und Gletschererosion zur Zeit der Übertiefung lassen sich fast alle Formen des Bavonatales in befriedigender Weise erklären. Die eigentliche reine Hobelwirkung des Eises, die man gelegentlich für die Übertiefungsformen verantwortlich machen will, machte sich nur auf festen Gesteinsverbänden geltend, und der Erosionsbetrag war dort um vieles geringer: Nicht umsonst finden sich die einzigen geschliffenen Stellen der Bavonatrogwand auf Felsvorsprüngen.

Anhand der Seebecken der Hochflächen haben wir Erosionsvorgänge, die auf Glazialwirkung mit tektonischer Vorbereitung zurückzuführen sind, bereits beschrieben.

Aber nicht nur die Seen, sondern auch die Kessel des Zöt, des Cavagnoli und der Alpe Robiei sind auf ähnliche Vorgänge zurückzuführen. Diese allgemein wenig übertieften Formen entstanden alle, mit Ausnahme von Lago Grande und Laghi della Crosa, in den schiefrigen Gneisen der Lebendundecke oder des Maggialappens, z. T. auch in den Bündnerschiefern der Teggiomulde. Die Auflösung des Gesteins durch Klüfte war an den entsprechenden Stellen vorhanden, wie die Karte zeigt. Aber eine richtige tektonische Zerrüttung fehlte, weil eben das elastische Gefüge der Gneise kleine differenzielle Bewegungen zu verarbeiten vermochte. So konnte der Gletscher wohl Tröge ausräumen, aber eine richtige Übertiefung mit großen Beträgen kam nicht zustande.

Von der Theorie der reinen Glazialerosion aus könnte allerdings jetzt folgender Einwand erhoben werden: Es genügt, wenn man annimmt, daß in den Zonen der Hochflächen die Mächtigkeit des Gletschers einfach noch nicht ausreichte, um größere Eintiefungsbeträge zu erreichen. Die Antwort darauf holen wir uns im Val Calneggia: Es besitzt ein wesentlich kleineres und tiefer gelegenes Einzugsgebiet als das Basodinobecken. Seine Gletscher vermochten aber bereits hinter den Hütten von Calneggia eine Stufe von 1000 m zu schaffen. Warum gelang den sicher viel mächtigeren Gletschern des Basodinogebietes keine solche Eintiefung z. B. in der Gegend der Basodinohütte? Die einzige Antwort darauf kann nur in der tektonisch vorbereiteten Glazialerosion liegen.

Im Übertiefungsgebiet des Haupttales haben wir die wesentlichen Formen erläutert. Die parallelen, geradlinigen in den Kluftlinien liegenden Wände des Haupttales sprechen eine deutliche Sprache. Sie stellen die Wände tektonischer Gräben dar, die durch die Gletscher ausgeräumt wurden. Die Mündungsstufe des Calneggiatales in Foroglio darf wohl aus der geringeren Mächtigkeit und Erosionskraft des Crosagletschers gegenüber dem Haupttalgletscher erklärt werden. Aber wir vermuten auch hier, daß die derart klassisch schöne Ausbildung der Stufe einer Kluftzone zu verdanken sei, die direkt vor der Wand durchzieht.

Zum Schluß bliebe noch zu erwähnen, daß sich die Erosionstätigkeit des Gletschers mit zunehmender Tiefe wahrscheinlich von selber steigerte. Je tiefer er eindrang, desto zerrüttetere Gesteine traf er an, weil die Klüftung sich von unten herauffrißt und deshalb in den unteren Schichten viel intensiver ausgeprägt sein muß als oben.

Nach dem endgültigen Rückzug der Gletscher lag ein Talboden vor, der heute im Bavonatal weitgehend durch Block- und Bachschutt, durch Bergstürze und Moränen bedeckt ist. In andern Tessiner Tälern, so z. B. im Onsernone, ist dieser Talboden bereits wieder vom Fluß zerschnitten. CANALE nennt die so entstandene Terrasse Intragnaniveau (Würm-Boden).

4. Überblick über die Talgeschichte

Zeitabschnitt	Vorgänge	Relikte	Bezeichnung der Phase
Oligocaen	Auftauchen des Alpenkörpers. Nach STAUB Nordentwässerung des Tessingebietes bis auf die Höhe des Sonnenhorns.	Keine.	—
Miocaen	Entwässerung in die Bedrettofurche von einer Linie Basodino — Poncione di Braga an. Die Bedrettofurche mündet zuerst nach W in die Uraare, später nach E in den Urrhein.	Gipfelflur mit Kulmination auf der Höhe des Basodino.	—
Miocaen	Ausbildung eines flachen Talbodens. Entwässerung wie oben.	Verflachungen auf Basodino- und Cavagnoligletscher in 2800 bis 3100 m.	WITSCHI: Primärsystem
Miocaen oder Pliocaen	Größere Eintiefung mit darauffolgender Einebnungsphase, aus der ein flaches Relief resultiert. Einbruch der Bavona ins Basodinobecken, aber noch unklare Entwässerungsverhältnisse. Ausbildung von Bassins fermés.	Basodino- und Cavagnoligletscherplateau (tiefere Teile, 2400 bis 2800 m), Pinascione im Val Antabbia.	LAUTENSACH: Pettanettophase BECK: Simmenfluhphase
Praeglazial-Pliocaen	Neuerliche Eintiefung. Definitive Südentwässerung des ganzen heutigen Einzugsgebietes. Ausbildung einer Fluviatillandschaft.	Caralina, Saslini, Piano delle Creste, Laghi della Crosa, Caranzunello, Caranzunascio.	LAUTENSACH: Bedrettophase BECK: Burgfluhphase
Quartär, Glazial	Hebung des Gebirges und gleichzeitige tektonische Auflösung des klüftungsanfälligen Gesteins. Ausräumen des Blockmaterials durch die Gletscher. Zwei Phasen sind wahrscheinlich.	Seebecken, Seichttröge und Kessel der Verflachungszone. Trogformen des Übertiefungsgebietes im Haupttal und im Val Calneggia.	Erste Phase: LAUTENSACH: Sobrio Zweite Phase: CANALE: Intragna
Postglazial	Ausgleich der Labilität der Talwände durch Bergstürze und Abgleiten von Sackungsstöcken.	Bergstürze von Gannariente, Fontana usw. Blockfelder im Talboden, Sackungen.	—

VIII. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

1. Im Bavonatal lassen sich drei große morphologische Einheiten unterscheiden:
   a) Die Region der Gipfel und Grate
   b) Die Zone der großen Verflachungen
   c) Das Gebiet der Übertiefung

   Eine weitere vertikale Unterteilung kann nicht mit Sicherheit vorgenommen werden, da die Terrassensysteme fehlen oder zusammenfallen.

2. Die Untersuchung der Gletscherschwankungen der letzten 100 Jahre zeigte, daß sämtliche Gletscher des Gebietes seit 1850 bedeutend zurückgegangen sind (Basodinogletscher etwa 1300 m). Dieser Rückgang wurde von zwei kurzen Vorstößen in den Jahren 1912 bis 1921 und 1935 bis 1940 unterbrochen.

3. Die Untersuchung der Seebecken ergab gewisse Anhaltspunkte über die Genese: In den meisten Fällen entstanden die Vertiefungen an prädestinierten Stellen, hauptsächlich auf Störungslinien (Laghi della Crosa).

4. Das ganze Untersuchungsgebiet ist von Bruch- und Kluftzonen durchsetzt, die sich morphologisch in schuttgefüllten Rinnen, Wildbachtobeln oder Nackentälchen, seltener in Gesteinsmehlzonen ausprägen. Die Hauptrichtungen sind NW bis NNW, mit Nebenklüftung NE bis ENE, und W-E mit Nebenklüftung N-S.
   a) Die schiefrigen Gneise und die Bündnerschiefer zeigen weniger große ausgeprägte tektonische Schwächezonen. Ihre Klüftungsanfälligkeit ist gering.
   b) Der Antigoriogneis ist klüftungsanfällig und deshalb von einem dichten Netz wichtiger Störungslinien durchzogen.

5. Die großen Linien dieser Klüftung existierten bereits zur Zeit der großen Verflachungen (Pettanetto- und Bedrettoboden), denn die Talachse verlief schon damals in der Hauptrichtung NW.

6. Die intensive Durchklüftung der Gesteine erfolgte aber erst zur Zeit der Übertiefung. Wir führen für diese Behauptung folgende Argumente an:
   a) Der morphologische Unterschied zwischen klüftungsarmem und klüftungsanfälligem Gestein wurde erst zur Zeit der Übertiefung herausgearbeitet.
   b) Das kluftgebundene Entwässerungssystem der Übertiefungsgebiete hält sich nicht an die fluviatilen Restformen des Verflachungszeitalters (Pettanetto und Bedretto). Hätte die Klüftung schon damals bestanden, so würden die beiden Entwässerungssysteme weitgehend übereinstimmen.

7. Die Erosionstätigkeit der glazialen Gletscher bestand in einem Ausräumen des Schuttes in den tektonisch zerrütteten Gebieten. Eine reine Hobelwirkung des Eises konnte nirgends für die Übertiefung verantwortlich gemacht werden.

8. Zu Beginn der Postglazialzeit befanden sich die Talwände in labilem Zustand. Es erfolgten Bergstürze und Sackungen größeren Ausmaßes.

ZWEITER TEIL: HYDROLOGIE

I. EINLEITUNG

1. Allgemeines

Der zweite Teil der vorliegenden Arbeit wird sich mit dem hydrologischen Geschehen im Bavonagebiet befassen. Es sollen vor allem die Niederschlagsverhältnisse, dann aber auch die Abflüsse und gewisse Vorgänge im Wasserhaushalt näher beschrieben werden. Für diese Untersuchungen steht eine große Fülle von Beobachtungsmaterial zur Verfügung:

a) Niederschläge: Im Jahre 1945 wurde unter der Leitung von Prof. Gygax ein Totalisatorennetz errichtet und seither laufend weiter ausgebaut. Dank der fortwährenden Bemühungen von Prof. Gygax können wir heute auf eine 10jährige Meßarbeit zurückblicken, die das bestmögliche aus den Stationen herausgeholt hat. Die Finanzierung der Messungen ist den folgenden Stellen zu verdanken:

Baudepartement des Kantons Tessin (Ing. Gianella)
Hydrologische Kommission der SNG
Hallerstiftung
Geographisches Institut Bern.

Das Kommando Festungskreis 3 stellte uns jedes Jahr die Seilbahn Ossasco — Cristallina zur Verfügung und führte sämtliche Transporte gratis aus. Die Kriegsmaterialverwaltung lieh uns jeweils diverses Material aus, ebenfalls gratis, und die Sektionen Lugano und Locarno des SAC gewährten uns in ihren Hütten (Cristallina und Basodino) erhebliche Vergünstigungen für die Trägerkolonnen. Allen den oben angeführten Stellen sei hier für ihre Zuvorkommenheit der beste Dank ausgesprochen.

Nicht zuletzt aber sei allen den Kameraden gedankt, die sich im Laufe der Jahre immer wieder freiwillig und ohne Anspruch auf eine Entschädigung für die Meß- und Trägerarbeiten zur Verfügung gestellt haben. Sie haben teilweise unter angenehmen, teilweise unter schwierigsten Bedingungen gearbeitet. Erst durch ihren unermüdlichen kameradschaftlichen Einsatz wurde die kontinuierliche Durchführung der einzelnen Kontrollen gesichert.

b) Abflüsse: Zum Studium der Abflußverhältnisse wurden hauptsächlich die Messungen in Bignasco, die vom Amt für Wasserwirtschaft bereits seit längerer Zeit betrieben werden, verwendet. Diese Messungen sind lückenlos ausgewertet und im hydrographischen Jahrbuch laufend publiziert worden. Für die Bearbeitung der Hochwasserwellen lieferte das Amt für Wasserwirtschaft bereitwillig die gewünschten Kopien der Originallimnigraphenstreifen. Neben dem Beobachtungsmaterial der Hauptstation Bignasco existieren eine ganze Reihe von Abflußmessungen, die durch die Maggia Kraftwerke AG im Gebiet der obern Bavona vorgenommen wurden. Allerdings erstrecken sich diese Messungen erst über wenige Jahre. Sie sind aber trotzdem sehr wertvoll, besonders weil gleichzeitig sieben Abflußstationen an den Quell- und Nebenflüssen im Betrieb sind.
Beiden Institutionen, dem Amt für Wasserwirtschaft und den Maggia Kraftwerken AG, sei hiermit für die Ueberlassung des Beobachtungsmaterials der beste Dank ausgesprochen.

Das aus den oben erwähnten Messungen resultierende Beobachtungsmaterial, dazu die N-Resultate der MZA-Station Cevio, wurden zum großen Teil in der vorliegenden Arbeit verwertet.

2. Das hydrologische Jahr (1. Oktober bis 30. September)

Im Hinblick auf die Untersuchung des Wasserhaushaltes muß vorerst die Zeiteinheit für die Messungen festgelegt werden. Während alle unsere aus den Totalisatoren stammenden Niederschlagsresultate auf das hydrologische Jahr ausgerichtet sind, fußen die Berechnungen der Abflüsse des Amtes für Wasserwirtschaft und der Maggia Kraftwerke AG auf dem Kalenderjahr. Für unser relativ hoch gelegenes Gebiet (Mittlere Höhe 1940 m) wählen wir als Einheit das hydrologische Jahr, vor allem deshalb, weil sich am 30. September meist nur noch sehr wenig Rücklagen in Form von Schnee im Gebiet befinden. Dies ist namentlich für die Betrachtung des Wasserhaushaltes von größter Bedeutung. Die Umstellung auf das hydrolgische Jahr bedingte die Neuberechnung sämtlicher Jahresabflüsse.

3. Statistische Methoden

Zum Ausgleich der Streuung einzelner Messungen wurde jeweils die Regressionsgerade gebildet. In allen behandelten Fällen konnte eine lineare Abhängigkeit angenommen werden.

II. NIEDERSCHLAG

1. Meßgeräte und Bedienung (Abb. 20)

Zur Registrierung der Niederschläge wurden zwei Typen von Meßgeräten verwendet:

a) Das Normalmodell des Hochgebirgstotalisatoren System Billwiller. Als Gefrierschutz diente wie üblich Chlorkalzium, als Verdunstungsschutz Vaselinöl. Nach 1951 wurde eine technische Änderung vorgenommen, indem sämtliche Windschutzbriden durch eine stärkere Ausführung ersetzt wurden.
Die Beschickung erfolgte jeweils im Juli, die Stichmessungen anfangs Oktober.

b) Mit kleineren Monatstotalisatoren wurden die Talstationen Bignasco, Foroglio und San Carlo versehen. Hier erfolgte die Ablesung monatlich durch Elvezio Togni aus Bignasco. Bei den Kontrollmessungen im Cristallinagebiet wurden ebenfalls kleine Monatstotalisatoren verwendet.

2. Das Netz der Stationen

Im Jahre 1945 wurde unter der Leitung von Prof. Gygax mit dem Aufbau des Totalisatorennetzes im Untersuchungsgebiet begonnen. In den darauffolgenden Jahren wurde es immer wieder ergänzt, so daß es heute vierzehn große und drei kleine Stationen umfaßt. Drei große Totalisatoren stehen allerdings außerhalb des Einzugsgebietes der Bavona, im Lavizzara- und Pecciatal.

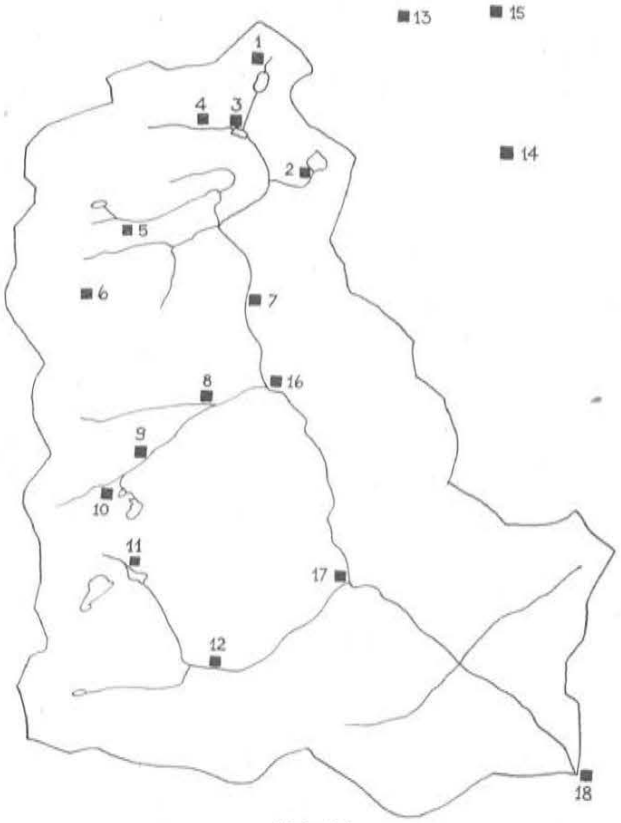

Abb. 21

Tabelle 1

Station	Höhe	Betriebszeit	Standort
1. Lago Sfundau	2520	1945 — 1957	Ca. 400 m SSW Passo Cristallina, auf einem kleinen Felssporn über dem Lago Sfundau.
2. Lago Nero	2395	1945 — 1957	Auf der Karschwelle 100 m WNW des Ausflusses des Lago Nero.
3. Lago Bianco	2090	1945 — 1957	Auf einem Block 100 m W der Hütten von Lago Bianco.
4. Cavagnoli	2245	1947 — 1957	Ca. 250 m ENE Pt. 2214 am N-Hang des Cavagnolibeckens.
5. Randinascia	2260	1947 — 1957	250 m SE Pt. 2206 auf einem Rundbuckel der Caralina.
6. Basodino	2655	1953 — 1957	Ca. 250 m SE Pt. 2658,6 am Basodinogletscher.
7. Campo / Bavona	1428	1945 — 1957	Ca. 150 m NE der Hütten von Campo.
8. Muglierolo	1520	1953 — 1957	Direkt bei den Hütten von Muglierolo.
9. Antabbia sopra	2020	1953 — 1957	Ca. 500 m SW der Hütten von Corte Grande d'Antabbia.
10. Piano delle Creste	2111	1947 — 1950	Bei Pt. 2108
11. Crosa	2170	1947 — 1957	Ca. 150 m E des Einflusses des Calnescibaches in den kleinen See, auf einem Felssporn.
12. Calneggia	1104	1947 — 1957	1947 — 1950 200 m NW der Hütten von Calneggia, 1951 — 1957 100 m NE der Hütten von Calneggia.
13. Naret (Lavizzara)	2350	1945 — 1957	250 m SE Passo di Naret.
14. Bola (Peccia)	1740	1946 — 1957	150 m W der Hütten von Froda: 1946 — 1950; 100 m NE der Hütten von Bola: 1951 — 1957.
15. Laghetti (Lavizzara)	2150	1947 — 1956	Unmittelbar N der Laghettihütte.
16. San Carlo	940	1952 — 1957	Im Garten des Hauses von Elvezio Togni, unterhalb der Kirche.
17. Foroglio	680	1949 — 1957	Hinter Ristorante «La Froda».
18. Bignasco	440	1954 — 1957	E der Brücke, im Garten des Hauses von Elvezio Togni.

Zusätzlich konnten noch fünf kleinere Monatstotalisatoren zu Kontrollzwecken im Cristallinagebiet angeschafft werden. Wir besitzen heute somit im Bavonatal ein relativ engmaschiges Netz von Stationen.
In der Tabelle 1 und in Abb. 21 wurden sämtliche Niederschlagssammler unseres Untersuchungsgebietes zusammengestellt, außer den Kontrollapparaten in der Cristallina.

3. Die Problematik der Niederschlagsmessung im Hochgebirge

UTTINGER schreibt in seiner Skizze «Vom Klima der Schweiz»: «Die Niederschlagsmessung im Hochgebirge ist noch kein völlig gelöstes Problem; die Meßresultate der hier vorwiegend aufgestellten Totalisatoren werden durch mannigfaltige Einflüsse verfälscht, sowohl nach oben wie nach unten. Wir müssen aber einstweilen mit solch zweifelhaften Werten für größere Teile unseres Hochgebirges vorlieb nehmen.» Damit hat UTTINGER die Einstellung der Fachwelt gegenüber den Totalisatorresultaten dargestellt. Die Skepsis gegenüber den Hochgebirgsstationen besteht zu Recht. Wenn die Niederschlagsforschung im Hochgebirge aber mit dem nötigen kritischen Blick betrieben wird, so kann sie brauchbare Anhaltspunkte liefern. Schon nur die Erkenntnis der Fehlerquellen schafft eine bestimmte Klärung. Wenn man nachher versucht, die Fehlerquellen zu erfassen und mit Kontrollmessungen auszumerzen, so wird sich der Fehlbetrag der Resultate in erträglichen Grenzen halten. Eine bedeutende Rolle in der Beurteilung der Resultate wird die persönliche Erfahrung des Beobachters spielen. In unzähligen Begehungen erfährt er die meteorologischen Eigenheiten seines Gebietes am eigenen Leibe, und er wird, gestützt auf diese Anschauung, die Fehlregistrierungen rasch erkennen. Das heißt nun nicht, daß man nachher die Resultate rein nach gefühlsmäßigen Gesichtspunkten hinauf- oder hinunterkorrigieren darf. Erst die zahlenmäßige Erfassung eines Fehlers gestattet eine solche Korrektur.
Nicht zuletzt bedarf es einer im Grunde optimistischen Einstellung. Die vielen Rückschläge, die ein Totalisatorennetz Jahr für Jahr wiederum reparaturbedürftig machen, und die erbarmungslose Kritik an den Ergebnissen lassen sich oftmals schwer verdauen. Aber gerade die Tatsache, daß es an der Niederschlagsmessung im Hochgebirge noch viel zu arbeiten gibt, läßt diesen Zweig der Wissenschaft als interessant und dankbar erscheinen.

4. Zuverlässigkeit der Geräte und verfälschende Faktoren

Wenn wir nun zu der Diskussion der Zuverlässigkeit der Stationen übergehen wollen, so ist es von Vorteil, wenn wir uns vorher ganz klar bewußt sind, was wir von den Niederschlagssammlern eigentlich erwarten.

Schon die Konstruktion der Apparate läßt uns hier allerdings nur noch wenige Möglichkeiten offen.

— Die Auffangfläche ist waagerecht. Wenn der Apparat nun an einem Hang steht, wie das in der reich gegliederten Topographie des Hochgebirges meistens der Fall sein wird, so wird durch den Apparat also nicht der Niederschlag auf die tatsächliche Fläche gemessen, sondern der Niederschlag auf die Horizontalprojektion der tatsächlichen Fläche.

— Wir berechnen die Niederschlagsmenge aus der Horizontalprojektion der Fläche und der Niederschlagshöhe. Aus diesem Grunde sollte das Mittel der Niederschlagshöhe über möglichst weite Gebiete bekannt sein. Wir werden also den Apparat so aufstellen, daß sein Wert für ein großes Gebiet als Mittelwert angenommen werden kann. Dies ist nur der Fall, wenn der Apparat nicht in extremen Lagen steht.

Zusammenfassend können wir sagen:
Wir erwarten vom N-Totalisator eine Niederschlagshöhe, die auf die Horizontalprojektion der Oberfläche bezogen werden kann und als Mittelwert über ein möglichst weites Gebiet gilt.
Es gibt nun aber eine ganze Anzahl von Einflüssen, die das erwähnte Idealresultat nach oben oder unten verfälschen können, und in den folgenden Ausführungen soll näher darauf eingetreten werden.
Unter den resultatverfälschenden Faktoren spielt bestimmt der Wind die größte Rolle. Sogar die Stationen der Niederungen leiden darunter, wie die Untersuchungen von HOECK und THAMS aus dem Jahre 1950/51 zeigen. Leider ist nun die Konstruktion der Geräte am Einfluß des Windes nicht ganz unschuldig. Die Auffangfläche liegt in etwa 3 m Höhe über dem Boden. Es wäre interessant, die Windgeschwindigkeiten in dieser Höhe und unmittelbar über dem Boden zu vergleichen.
Wir müssen also bereits mit einer Windverfälschung des Resultates infolge der Konstruktion des heute verwendeten Normalmodells rechnen. Man kann aber diesem Fehler weitgehend vorbeugen, indem man den Standort des Gerätes möglichst günstig wählt. Man wird danach tendieren, ein windgeschütztes Gebiet zu finden, in dem die Unterschiede der Geschwindigkeiten in 3 Metern Höhe und in Bodennähe nicht allzu groß werden. Ist ein solcher Standort vorhanden, so kann man damit rechnen, daß das Resultat einigermaßen den Tatsachen entspricht. Man darf aber die Station auch nicht allzu geschützt aufstellen, besonders in Gebieten mit durchschnittlich hoher Windgeschwindigkeit, denn sonst erhält man nicht den erstrebten Mittelwert. Im allgemeinen kann aber gesagt werden, daß eher ein geschützter Ort vorzuziehen ist.
Leider läßt sich die Störung der regenbringenden Winde nicht immer genau voraussehen. Im Bavonagebiet sind aber fast alle Stationen, mit Ausnahme des Lago Sfundau, in strömungstechnischer Hinsicht gut placiert. Es muß allerdings hier beigefügt werden, daß im Hochgebirge noch andere Kriterien bei der Standortwahl maßgebend sind, wie Lawinensicherheit, Gefahr des Einschneiens usw. Der strömungstechnisch günstige Standpunkt kommt deshalb oft aus verschiedenen Gründen nicht in Frage, und deshalb muß oft eine Kompromißlösung gesucht werden, die allen Kriterien ein wenig gerecht wird.

Wie erwähnt, besitzt der Standort der Station Lago Sfundau wahrscheinlich die extremste Windexposition. Sowohl im Sommer wie im Winter konnten im Gebiet des Cristallinapasses sehr heftige Winde beobachtet werden. Die Resultate des Totalisators fielen denn auch entsprechend niedrig aus: Der mittlere Jahresniederschlag beträgt nach den absoluten Meßresultaten 181,5 cm, was nur noch von der rund 1400 m tiefer gelegenen Station Calneggia mit 166,6 cm unterschritten wird. Schon bereits dieses niedrige Resultat ließ die Vermutung aufkommen, daß an der Registrierung etwas nicht stimmen könne. Dazu ließ die enorme winterliche Schneebedekkung in dieser Region ahnen, daß die Winterresultate des Totalisators dem tatsächlichen Schneefall nicht entsprechen können. Aus diesen Gründen sahen wir uns veranlaßt, die Niederschlagsverhältnisse im Sfundaukessel etwas näher unter die Lupe zu nehmen. Die Kontrollmessungen und Schneevergleiche, die zu diesem Zweck durchgeführt wurden, sind im nächsten Kapitel näher umschrieben.

Ein weiterer Faktor, der Ungenauigkeiten in den Meßresultaten hervorrufen kann, ist die Gerinnung des Vaselineöls, das als Verdunstungsschutz verwendet wird. Laut Mitteilung von Herrn BOHNER von der MZA liegt der Stockpunkt des Oels bei — 28 Grad C. Bereits im Januar 1952 konnte aber bei hochgelegenen Stationen die Beobachtung gemacht werden, daß bei Temperaturen von — 10 Grad das Öl fest geworden war. Darüber lag eine Schneedecke. Diese Beobachtungen wiederholten sich später bei allen Winterbegehungen. Wir können somit annehmen, daß bei allen höheren Stationen ein Teil des hineinfallenden Schnees wieder verdunstet und damit nicht zur Registrierung gelangt. Die erhebliche Heraufsetzung des Stockpunktes des Vaselineöls kann wahrscheinlich auf die Verschmutzung zurückgeführt werden. Eine Ölschicht, die während eines Jahres als Verdunstungsschutz diente, hat meist in ihrer Konsistenz nicht mehr viel Gemeinsames mit reinem Vaselineöl. Viel Staub, aber auch Insekten und sogar tote Mäuse und Vögel sorgen für die nötige Veränderung.

Die Winterbegehungen haben zudem gezeigt, daß verschiedene Totalisatoren in schneereichen Wintern eingeschneit werden. Gefährdet sind all die Stationen, die in einer Mulde stehen und so leicht das Opfer einer Schneeverwehung werden können. Von den im Untersuchungsgebiet stehenden Totalisatoren sind die folgenden ein- oder mehrmals eingeschneit gewesen: Basodino, Randinascia und Naret. Wie sich das Einschneien auf das Resultat auswirkt, kann noch nicht mit Sicherheit gesagt werden. Nach den bisherigen Erfahrungen fällt eine solche Registrierung etwas höher aus als normal. Dies sei durch einige Zahlen belegt:
Wir wählen die Station Lago Bianco als Vergleichsbasis. Sie wurde, außer im Lawinenwinter 1950/51, nie eingeschneit.

— Die Station Randinascia erreicht in normalen Jahren (ohne Einschneien) Werte, die gegenüber der Vergleichsbasis um durchschnittlich 6 Prozent kleiner sind. Im Winter 1951/52 wurde der Randinasciatotalisator eingeschneit, und der Wert des hydrologischen Jahres 1951/52 lag um 1 Prozent über dem Wert der Vergleichsbasis, was in der ganzen zehnjährigen Meßreihe einzig dasteht.

— Der Totalisator Basodino wird fast alljährlich eingeschneit, und seine Werte erreichen 157 Prozent der Vergleichsbasis. In einem Jahr mit extrem niedriger Schneebedeckung (1956/57) war er nicht eingeschneit. Sein Resultat betrug in dieser Periode nur noch 91,6 % des Lago-Bianco-Vergleichswerts.

Diese beiden Beispiele belegen die Erhöhung des Resultats durch Einschneien.

Ein weiterer nicht zu unterschätzender Faktor der Resultatverfälschung besteht in der äußern Deformation der Meßapparate. Am häufigsten sind die Schäden infolge der Kriechbewegung der Schneedecke: Die Stangen werden schief gestellt und die Auffangfläche liegt deshalb nicht mehr waagrecht. Die einzige Möglichkeit der Behebung dieses Fehlers besteht in einer sofortigen Neuaufstellung mit neuen Stangen. Die meisten Stationen im Bavonatal mußten aus diesem Grund während der zehnjährigen Meßperiode zwei- bis dreimal neu aufgestellt werden, was jedesmal große Kosten und zusätzliche Arbeit mit sich brachte.

Die Lawinenschäden wirken sich im Moment verheerender aus als die Schneekriechschäden, aber sie kommen viel seltener vor. Die Stationen Calneggia, Piano delle Creste und Bola wurden im Winter 1950/51 durch Lawinenniedergänge vollständig demoliert, so daß alle Teile ersetzt werden mußten.

Bei lang anhaltenden Naßschneefällen muß man damit rechnen, daß die Windschutzvorrichtungen verbogen werden. Das wirkt sich strömungstechnisch ungünstig aus, so daß das Resultat verfälscht wird. Die einzige Korrekturmöglichkeit liegt auch wieder im sofortigen Auswechseln der defekten Windschutzvorrichtungen.

In seltenen Fällen werden durch irgendein Ereignis (Lawinenschnee, Steinschlag) die Auffangfläche oder der Rezipient eingestaucht. Blitzschlagschäden sind sehr selten. Einzig im Sommer 1947 durchlöcherte ein Blitz den Rezipienten des Sfundau-Totalisators.

Neben den oben erwähnten Möglichkeiten gibt es noch eine große Anzahl kleinerer Schäden, die auch immer wieder vorkommen und das Resultat erheblich beeinflussen können: Frostschäden am Rezipienten, Undichtigkeit des Hahnens, mutwillige Beschädigungen durch Passanten.

Nur eine ständige Wartung und Beobachtung vermag ein Totalisatorennetz im Hochgebirge in dem Zustand zu halten, der für eine zuverlässige Messung erforderlich ist. Dazu verschlingen die jährlich wiederkehrenden Reparaturen sehr viel Geld.

Zusammenfassend können wir folgende Faktoren für das Verfälschen der Totalisatorresultate verantwortlich machen:

— Den Windeinfluß:
  Zu starke Windexposition der Auffangfläche infolge ihrer Höhe (3 m über Boden).
  Windexponierte Standorte der Niederschlagssammler.

— Die Gerinnung des Vaselinöls und die direkte Wiederverdunstung des auf die feste Schicht gefallenen Schnees.

— Das Einschneien der Apparate und die damit verbundene Erhöhung des Resultates.

— die Deformation der Meßapparate durch verschiedene äußere Einflüsse.

5. Die Kontrollmessungen

a) Kontrollmessungen im Sommer

Unter allen Stationen des ganzen Netzes nahm der Sfundautotalisator eine Sonderstellung ein. Schon im letzten Kapitel wurde darauf hingewiesen, daß seine Resultate allem Anschein nach zu niedrig ausfallen. Im Sommer 1952 wurde erstmals eine Kontrollstation etwa 200 m entfernt in der kleinen Senke südlich des Cristallinapasses placiert. Sie registrierte in den Monaten Juli und August etwa 130 % des Niederschlages der Sfundaustation. Im darauffolgenden Sommer bauten wir die Kontrollmessung aus und stellten vier kleine Monatstotalisatoren in der Nähe auf. Sie wurden in SW-Richtung in gerader Linie über den Sporn verteilt, der von der Station Sfundau in NW-Richtung gegen Pt. 2768 hinaufzieht. Zwei Apparate standen in der Luv- und zwei in der Leeseite (Abb. 22). Die gegenseitige Entfernung betrug etwa je 50 m. Die Resultate der Kontrollmessungen sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

Als erstes können wir feststellen, daß von den 16 Einzelresultaten der kleinen Apparate nur 2 unter dem entsprechenden Wert des Totalisators Sfundau liegen. Diese niedrigen Werte stammen von Niederschlagssammler Nr. III, der ganz in der Nähe der Krete und somit sehr windexponiert placiert war. Alle anderen Einzelresultate liegen 1 bis 38 % höher als der entsprechende Wert des Sfundautotalisators. Ebenfalls höher liegen alle Mittelwerte I — IV. Berechnen wir nun einen Mittelwert aus den Prozentmitteln aller vier Meßperioden, so erhalten wir 116 %.

Tabelle 2

Niederschlag der Stationen Sfundau und Cristallina I — IV in cm

Meßperiode	I	II	III	IV	Mittel I-IV	Tot. Sfundau
26. 7. — 4. 10. 55	16,5	19,0	15,9	19,4	17,7	14,6
27. 7. — 2. 9. 56	43,6	48,8	40,3	49,4	45,5	35,7
2. 9. — 3. 10. 56	26,5	31,4	22,7	32,3	28,2	26,2
11. 7. — 29. 9. 57	39,5	44,0	37,1	44,5	41,3	38,5

Niederschlag der Stationen Cristallina I—IV in % des T. Sfundau

26. 7. — 4. 10. 55	113	130	110	133	121	100
27. 7. — 2. 9. 56	122	137	129	138	127	100
2. 9. — 3. 10. 56	101	120	87	123	108	100
11. 7. — 29. 9. 57	103	115	96	115	107	100

Damit haben wir einen Korrekturfaktor gewonnen, mit dem wir die Sommerresultate des Sfundautotalisators in den folgenden Jahren um 16 Prozent hinaufkorrigieren können. In den letzten Jahren wurden die jeweils direkt gemessenen Differenzen zur Korrektur gebraucht.

Sehr interessant ist sodann die räumliche Verteilung der Niederschläge, wie sie durch die vier in Profilmanier aufgestellten Apparate registriert wurde (Abb. 22). Die Maximalmenge erhält die vollständig auf der Leeseite gelegene Station I, was an sich infolge des natürlichen Windschutzes gut zu verstehen ist. Die Station II zeigt in allen vier Registrierungen das Minimum, sehr wahrscheinlich infolge ihrer windexponierten Lage in der Nähe der Krete. Auf der Luvseite ist die räumliche Verteilung nicht ohne weiteres zu verstehen. Rein theoretisch gesehen sollte die Station IV mehr Niederschlag registrieren als Station III, weil sie windgeschützter gelegen ist. Es kann aber sein, daß sich auch in den Kleinformen gewisse Staulagen bemerkbar machen, und daß

sich die unter der Krete gelegene Station III in einer solchen Stauzone befindet, also zuviel Niederschläge angibt. Bei Station IV macht sich eventuell noch der Regenschatten des SW anschließenden Hanges bemerkbar, der auf dem Profil Abb. 22 nicht vollständig wiedergegeben wird.
Sehr deutlich tritt aus der ganzen Darstellung die gute Übereinstimmung der Kurvenform hervor. Es ist dies ein Beweis, daß die Niederschlagsverteilung auch im kleinen konstant ist, und daß man aus diesem Grund bestimmte Interpolationen benachbarter Stationen, allerdings mit Vorsicht, aber dennoch mit gutem Recht vornehmen darf.

b) Kontrollmessungen im Winter

Eine zweite Möglichkeit zur Bestimmung eines Korrekturfaktors liegt im Schneevergleich, der in unserem Gebiet erstmals 1951/52 ausprobiert wurde.* Dieser Kontrollmessung, die nur im Winter ausgeführt werden kann, liegt folgende Idee zugrunde: Die gleichen Niederschläge, die sich während der Wintermonate im Totalisator sammeln, lagern sich auch neben dem Totalisator in Form von Schnee ab. Vergleicht man nun den Inhalt des Apparates mit dem Wasserwert der Schneedecke, so sollten sich diese beiden Werte bei einer fehlerlosen Registrierung annähernd decken.
Leider stellen sich nun der Ausführung dieses Schneevergleichs im Hochgebirge viele Schwierigkeiten entgegen. Die Lawinengefahr behindert die Arbeiten oft schwer, und bei Schlechtwettereinbrüchen müssen die begonnenen Messungen eingestellt werden. Im Cristallina-Basodinogebiet konnten folgende Winterbegehungen unternommen werden:

1. 25. 1. — 27. 1. 1952
2. 15. 4. — 18. 4. 1952
3. 28. 12. — 30. 12. 1953
4. 5. 4. — 8. 4. 1954
5. 6. 1. — 8. 1. 1955
6. 5. 4. — 7. 4. 1955
7. 25. 12. — 27. 12. 1955
8. 3. 4. — 6. 4. 1956

Die beiden letzten Messungen wurden durch die finanzielle Mithilfe der Hallerstiftung ermöglicht. Die meisten der oben angeführten Begehungen mußten wegen Schlechtwettereinbrüchen oder starker Lawinengefahr auf die gut erreichbaren Stationen beschränkt werden.
Die technische Seite der Kontrollmessungen sei hier kurz umschrieben:
Die Ausgangslage: Im Dezember oder Januar erfolgte bei diversen Stationen die Markierung der Schneedecke durch Ausstreuen von Farbe. Gleichzeitig wurde der Totalisatorwert abgestochen.
Wasserwertsbestimmung: Anfangs April wurden bei den entsprechenden Stationen die Totalisatorwerte gemessen und dann Schneelöcher bis auf das Niveau der gefärbten Schicht gegraben. Dabei zeigte es sich, daß ein deutliches Zeichnen des Schnees an einer bestimmten Stelle von Vorteil ist und das Auffinden der gefärbten Schicht besser gewährleistet als das Ausstreuen von wenig Farbe über weite Gebiete. Nachdem die Löcher gegraben waren, wurde ein Profil über die Schneebeschaffenheit aufgenommen. Dabei gelangten nur sehr einfache Bezeichnungen zur Anwendung, die die Korngröße und den Zustand der betreffenden Schicht näher beschrieben. Schließlich wurden in etwa 20 bis 40 cm Abstand von oben nach unten Proben von ½ dm³ mit dem Messer herauspräpariert und auf ihren Wasserwert geprüft. Bei den Messungen aus dem Jahre 1952 wurden die Proben geschmolzen, was ein sehr langwieriges Verfahren ist und bei schlechtem Wetter überhaupt kaum durchgeführt werden kann. Für die folgenden Messungen wurde eine spezielle Halbliterschaufel konstruiert. Sie gestattet die Herausnahme von ½ dm³ ohne große Mühe. Nachher wird sie durch eine Läuferwaage gewogen, was approximativ, nach dem Abzählen des Leergewichtes, den Wasserwert der Schneeprobe ergibt. Verschiedene Kontrollmessungen zeigten, daß dieses Verfahren mindestens so genau ist wie das Schmelzverfahren.
Aus dem Zustand der Schneedecke und den Wasserwertsbestimmungen wurden Profile konstruiert (Abb. 23 und 24). Die Säule auf der linken Seite bezeichnet mit frei gewählten einfachen Symbolen den Zustand der Schneedecke. Nach rechts wurden die Wasserwerte aufgetragen. Die zwischen Säule und Wasserwertskurve entstehende Fläche wurde planimetriert und lieferte die Wasserhöhe der Schneedecke. Der unter dem Profil dargestellte Schneevergleich zeigt die Gegenüberstellung von Totalisatorwert und Wasserwert.
Das oben dargestellte ideale Verfahren konnte leider nicht bei allen Messungen angewendet werden. Gewöhnlich gestatteten die Schneeverhältnisse im Dezember/Januar das Vordringen über den Lago Sfundau ins Basodinogebiet nicht, so daß nur die Stationen Sfundau und Naret mit Farbe gezeichnet werden konnten. Für alle anderen Totalisatoren kam infolgedessen nur die Ausgangslage vom 1. Oktober in Frage. Dies ist aber nicht immer günstig, da auch nach dem 1. Oktober noch beträchtliche Niederschläge in Form von Regen fallen und somit in der Schneedecke nicht zur Registrierung gelangen.

Die Ergebnisse des Schneevergleichs:

Die ersten Messungen aus dem Jahre 1952 erschienen für die graphische Auswertung ungeeignet, da die Beobachtungen zu wenig präzis waren. Der Wasserwert der Schneedecke wurde einfach aus dem mittleren Wert aller im Schmelzverfahren bestimmter Proben und der Schneehöhe gewonnen. Alle folgenden Messungen wurden graphisch dargestellt und ausgewertet. Die Resultate sind in Tabelle 3 zusammengestellt. Das Endergebnis in bezug auf Korrekturfaktoren ist nicht gerade überwältigend. Immerhin haben uns die Messungen folgendes gezeigt:

— Die Station Sfundau registriert im Winter zu wenig Niederschlag, und zwar beträgt der Wasserwert der umliegenden Schneedecke zirka 200 Prozent des Totalisatorresultates.
— Die Station Naret registriert im Winter ebenfalls zu wenig. Der Wasserwert der umliegenden Schneedecke beträgt etwa 120 Prozent des Totalisatorwertes.
— Die Station Lago Bianco registrierte nach der einzig existierenden Messung ebenfalls zu wenig Niederschlag.
— Die Vermutung, daß jeder hochgelegene Totalisator infolge unbekannter Umstände im Winter zu kleine Niederschlagshöhen registrierte, erwies sich als un-

*TOLLNER führte am Großglockner ähnliche Messungen durch.

Tabelle 3

Werte der Winter-Vergleichsmessungen 1951 — 1956

T = Totalisatorwert in cm
△ = T — W_S

W_S = Wasserhöhe der Schneedecke in cm
% = $\frac{W_S 100}{T}$

Meßperiode		Sfundau	L. Naret	Lago Nero	Lago Bianco	Randinascia	Basodino
20./23. 9. 51 —	T	94	143	181	159	175	—
15./18. 4. 52	W_S	ca. 100	üb. 100	üb. 100	üb. 100	üb. 100	—
	△	?	?	pos.	?	pos.	—
	%	—	—	—	—	—	—
29./30. 12. 53 —	T	30	56	—	—	—	—
7./8. 4. 54	W_S	48	64	—	—	—	—
	△	— 18	— 8	—	—	—	—
	%	160	114	—	—	—	—
4. 10. 54 —	T	32	—	—	—	—	—
7. 1. 55	W_S	77	—	—	—	—	—
	△	— 39	—	—	—	—	—
	%	271	—	—	—	—	—
7./ 8. 1. 55 —	T	38	48	—	—	—	—
6./ 7. 4. 55	W	75	59	—	—	—	—
	△	— 7	— 11	—	—	—	—
	%	197	123	—	—	—	—
30. 12. 55 —	T	23	—	—	—	—	—
6. 4. 55	W_S	41	—	—	—	—	—
	△	— 18	—	—	—	—	—
	%	178	—	—	—	—	—
4./ 5. 10. 55 —	T	—	—	94	97	124	196
4./ 5. 4. 56	W_S	—	—	66	135	95	91
	△	—	—	+ 28	— 38	+ 29	+ 95
	%	—	—	70	139	77	46

begründet. In drei Fällen wurden sogar wesentliche Mehrregistrierungen gegenüber der Schneedecke beobachtet: Im Jahre 1955/56 bei den Stationen Lago Nero, Randinascia und Basodino.

— Bei allen Arbeiten bezüglich des Schneevergleichs fielen sofort die großen Differenzen zwischen Schneedecke und Totalisator auf. Betrugen die Abweichungen bei den vorher besprochenen Sommerkontrollen im Maximum 38 %, so müssen die Grenzen im Winter wesentlich weiter gezogen werden: Die größte Abweichung wurde beim Totalisator Sfundau mit 271 % gemessen! Auch bei den anderen Stationen scheinen die Differenzen außerordentlich hoch zu sein.

Schlußfolgerungen:

Der Schneevergleich zeigt mit eindrücklicher Deutlichkeit, daß wir im Winter mit der herkömmlichen Niederschlagsmessung sehr große Fehlregistrierungen in Kauf nehmen müssen. Die Windexposition macht sich infolge des geringen spezifischen Gewichts des Schnees in vermehrtem Maße geltend. Ein großer Teil des Niederschlages wird entweder über die Auffangöffnung weggeblasen oder erfährt aus einem andern Grund keine Registrierung. Andererseits gelangt bei gewissen Stationen eine viel zu große Niederschlagsmenge in den Rezipienten. Dies geschieht entweder durch Einschneien, wie im vorangehenden Kapitel dargelegt wurde, oder aber durch Windverfrachtung von bereits gefallenem Schnee in eine knapp über der Oberfläche gelegene Auffangöffnung.

Zum Schluß sei noch erwähnt, daß auch der Schneevergleich nicht von der allgemeinen Kritik an der Niederschlagsmessung verschont blieb. Es wurde eingewendet, daß eine Schneedecke im Winter mehrmals umgelagert werde, und daß sie deshalb nicht geeignet sei, die wahren Niederschlagsverhältnisse wiederzugeben. Dieser Einwand besteht zu Recht. In unseren Messungen suchten wir diesem Nachteil zu steuern, indem wir mit den Lawinensonden immer wieder Schneehöhen bestimmten und so ein gutes Bild über die durchschnittliche Schneebedeckung erhielten. Und schließlich darf gesagt werden, daß auch dieser Schneevergleich trotz seinen Mängeln dazu geeignet ist, ein wenig Klarheit in die winterlichen Niederschlagsverhältnisse des Hochgebirges zu bringen.

6. Die N-Resultate und ihre Auswertung

a) Tabellen und N-Karten

Die Jahresresultate der Niederschlagsstationen wurden laufend, d. h. alljährlich nach dem Abschluß der Messungen, zusammengestellt. Gestützt auf die Kontrollmessungen und die Bemerkungen im Jahresbericht wurden dann die Korrekturen vorgenommen. Die endgültigen Resultate finden sich in der Tabelle 4. Die Mittelwerte der Tabelle, die sich aus $\frac{\Sigma\ Ncm}{n}$ berechnen, wobei n = die Anzahl der vorhandenen Resultate ist, dürfen nur bei Stationen mit gleichem n untereinander verglichen werden. Um eine gemeinsame Vergleichsmöglichkeit zu schaffen, namentlich für die Diskussion der Abhängigkeit der N von der Meereshöhe, wurde ein zehnjähriges Mittel 1947 — 1957 für alle Stationen berechnet. Fehlende Resultate wurden interpoliert. Dieses durchs ganze Netz vergleichbare Mittel steht in der untersten Zeile.

Die endgültigen Resultate der Tabelle dienten dann als Grundlage für die jährlich erstellten Niederschlagskarten.

Tabelle 4

Jährliche und mittlere Niederschlagshöhen der einzelnen Stationen 1945/46 — 1956/57 in cm

Hydrolog. Jahr	Sfundau	Lago Nero	Lago Bianco	Cavagnoli	Randinascia	Basodino	Campo	Mugliérolo	Antabb. Sopra	Piano d. Creste	Crosa	Calneggia	Naret	Bolla	Laghetti	San Carlo	Foroglio	Bignasco
1945/46	186	—	227	—	—	—	184	—	—	—	—	—	234	195	—	—	—	—
1946/47	186	—	227	—	—	—	184	—	—	—	—	—	234	195	—	—	—	—
1947/48	221	270	282	414	273	—	234	—	—	205	203	195	361	244	296	—	—	—
1948/49	152	180	186	235	179	—	152	—	—	144	140	135	162	146	190	—	—	—
1949/50	197	233	243	219	225	—	199	—	—	210	240	168	254	207	261	—	180	—
1950/51	346	329	371	419	368	—	289	—	—	290	310	280	369	310	360	—	255	—
1951/52	200	310	309	382	312	—	204	—	—	260	200	208	257	246	250	—	190	—
1952/53	180	223	255	321	224	—	178	—	182	—	173	142	210	173	249	135	133	—
1953/54	220	264	302	403	273	499	222	262	246	—	220	214	273	242	273	191	181	—
1954/55	160	196	235	277	224	377	164	159	179	—	182	125	257	169	211	141	128	128
1955/56	193	255	294	353	293	424	222	244	254	—	210	199	216	217	301	176	170	170
1956/57	155	193	212	238	193	265	160	176	183	—	168	151	185	149	200	145	134	130
Mittel	200	245	262	326	256	391	199	210	209	222	205	182	251	208	259	158	171	143
Mittel 1947/48 — 1956/57	202	245	269	326	256	408	202	220	222	207	205	182	254	210	259	169	167	165

Für die Periode 1947 — 1957 lagen bereits 10 Karten vor, die aber aus Gründen der Einheitlichkeit neu gezeichnet wurden. Infolge der verschiedenen Auffassung des Zeichners sind die Isohyeten zum Teil anders durchgeführt. Zu ihrer Auswertung, d. h. zur Berechnung der mittleren N-Höhe, fand die Interpolationsmethode von MEINARDUS Verwendung. Dieses Verfahren gestattet ein sehr rasches Arbeiten und ist in seinem Ergebnis sehr zuverlässig. Überraschenderweise stimmten fast alle mittleren N-Höhen der neuen Karten mit denjenigen der alten Karten annähernd überein, trotz verschiedener Isohyentenzeichnung. In der Tabelle 5 sind die absoluten und relativen Abweichungen angegeben. Zur Berechnung der N-Masse fanden die Höhenmittel zwischen alten und neuen Karten Verwendung (Kol. 5 der Tabelle 5) sowie die im hydrographischen Jahrbuch angegebene Fläche von 122 km². (Nach der Neuen Landeskarte erhielten wir 119,6 km².) Zum Abschluß wurde eine Niederschlagskarte gezeichnet, bei der die 10jährigen Mittelwerte 1947 — 1957 der Tabelle 1 Verwendung fanden (Abb. 25). Ihre Auswertung ist auf der untersten Zeile der Tabelle 5 dargestellt. Die aus ihr berechnete Niederschlagshöhe stimmt auf 5 mm mit der aus den 10 Karten 1947 — 1957 gemittelten Niederschlagshöhe überein, und dementsprechend weist auch die Niederschlagsmenge nur ganz geringe Abweichungen auf.

Tabelle 5

Niederschlagshöhen und Niederschlagsmengen der Jahre 1947/48 — 1956/57

Meßperiode	N-Höhe (cm) alte Karte	N-Höhe (cm) neue Karte	Abweichung % d. a. Karte	N-Höhe (cm) Mittel	N-Masse Mill. m³
1947/48	248	244	— 1,5	246,0	300,1
1948/49	154	154	0,0	154,0	187,9
1949/50	192	207	+ 7,9	199,5	243,4
1950/51	315	314	— 0,3	314,5	383,7
1951/52	242	245	+ 1,2	243,5	297,1
1952/53	186	187	+ 0,5	186,5	227,5
1953/54	243	251	+ 3,3	247,0	301,3
1954/55	186	183	— 1,6	184,5	225,1
1955/56	236	238	+ 0,8	237,0	289,1
1956/57	180	178	— 1,1	179,0	218,4
Σ	2182	2201	—	2191,5	2673,6
Mittel	218,2	220,1	+ 0,86	219,15	267,4
Karte der Mittel 1947/48 — 1956/57				219,6	267,9

b) Die räumliche Verteilung

Wie aus sämtlichen Niederschlagskarten von 1947 — 1957 und auch aus der Karte der Mittel hervorgeht, erhält das Gebiet der großen Verflachungen über 2000 m den großen Anteil der Niederschlagsmenge. Besonders deutlich treten folgende Zonen mit relativ großer Niederschlagshöhe hervor:

— Das Gebiet des Basodino-Cavergno-Gletschers mit durchschnittlich 408 cm und mehr. Allerdings dürfte, wie schon mehrmals bemerkt, der tatsächliche Wert etwas niedriger liegen, weil der Apparat hie und da eingeschneit wird. Sicher ist jedoch, daß auf dem Basodinogletscher relativ viel N fällt, wahrscheinlich sogar das Maximum.

— Das Gebiet des Cavognoligletschers. Im Cavagnolibecken selber beträgt der Mittelwert 326 cm, und in der Gletschermulde W davon dürfte er noch wesentlich höher liegen.

Die übrige Zone der großen Verflachungen erhält durchwegs über 200 cm im Durchschnitt. Die Station Lago Bianco mit 269 cm und die Station Randinascia mit 256 cm liegen am nächsten bei den Maximalgebieten. Als relativ trockene Gebiete fallen auf:

— Das Sfundau-Passo Cristallinabecken, das zwar immerhin 202 cm N im Mittel erhält, in seiner Umgebung aber direkt als «Loch» wirkt.

— Der Talboden, inklusive Calneggiatal. Die Mittel liegen zwischen 165 und 182 cm.

Die Gründe für diese Niederschlagsverteilung liegen einerseits in den klimatischen Eigenschaften des Bavonaraumes, andererseits aber auch in der Topographie des Gebirges. Es läßt sich nicht übersehen, daß in den Gebieten der maximalen Erhebungen (Basodino, Pizzo San Giacomo) auch die maximalen Niederschläge registriert wurden. Andererseits finden wir die Minimalwerte in den tiefst gelegenen Gebieten (Talsohlen). Wir lassen uns hiermit auf die Frage ein, ob eine gewisse Beziehung zwischen Niederschlagshöhe und Meereshöhe besteht. Man ist heute eher der Ansicht, daß diese Funktion nur in der Theorie besteht und daß die Verhältnisse in Wirklichkeit anders geartet sind. Wir werden nun diese Frage anhand des Beobachtungsmaterials im Bavonagebiet prüfen und hierzu die 10jährigen Mittelwerte aus der Tabelle 1 verwenden.
Schon bei objektivem Betrachten der Karte der Mittelwerte glaubt man eine gewisse Abhängigkeit der N-Höhe von der Meereshöhe feststellen zu können. Wie weit sich dieser Eindruck mathematisch erhärtet, zeigt uns der Korrelationskoeffizient. Er errechnet sich zu 0,808. Daraus sehen wir, daß die Korrelation eine recht gute ist, und daß sich die Konstruktion einer Regressionsgeraden verantworten läßt. Wir wählen für die Bestimmung des Richtungskoeffizienten die y-Werte (Meereshöhe) als gesichert und gleichen die x-Werte (Niederschlag) aus. Die Gerade heißt dann:

$$y = 14{,}4x - 1518$$

Die graphische Darstellung ist auf Abb. 26 zu sehen. Wir erhalten eine Gerade, die uns eine Zunahme der Niederschläge von ziemlich genau 100 cm pro 1500 m zeigt. Die Einzelpunkte (Numerierung wie in der Tabelle 1) liegen im Mittelfeld, zwischen 900 und 2000 m, ziemlich schön auf der Geraden, während sich unter 900 und namentlich über 2000 m eine kräftige Streuung bemerkbar macht. Am weitesten entfernen sich die höchsten Punkte Basodino und Sfundau.
Die Ergebnisse der Darstellung seien kurz zusammengefaßt:

— Unter 2000 m besteht eine regelmäßige Beziehung zwischen Niederschlagshöhe und Meereshöhe infolge der windgeschützten Lage aller Stationen.

— Über 2000 m wird die Streuung so stark, daß wir nicht mehr von einer regelmäßigen Abhängigkeit der beiden Größen sprechen dürfen (große Windgeschwindigkeiten).

c) Jahreszeitliche Verteilung

Die drei Talstationen San Carlo, Foroglio und Bignasco wurden eingerichtet, um zugleich mit dem Jahrestotal die einzelnen Monatssummen zu registrieren (Tab. 6). Die Ablesungen wurden durch einen Anwohner besorgt. Leider weisen aber die Messungen immer wieder Lücken auf, so daß man bei der Aufstellung der Monatswerte auf benachbarte Stationen angewiesen ist. Manchmal wird die Unzuverlässigkeit der Resultate so offensichtlich, daß auf eine Auswertung verzichtet werden muß. Normalerweise sollte der innerhalb eines Monats gefallene Niederschlag direkt aus den Aufzeichnungen der Beobachter ermittelt werden können. Dies ist aber in den wenigsten Fällen möglich, weil die Messungen selten am Monatsanfang oder -ende durchgeführt wurden. Eine größere Zuverlässigkeit besitzen die aus verschiedenen Jahren gewonnenen mittleren Monatswerte (Tabelle 6). Allerdings sind die Meßreihen hier außerordentlich kurz. Sie erstrecken sich bei der Station San Carlo maximal über vier Jahre (Hydrol. Jahre 1953 — 1957).

— Die Registrierungen der Station Foroglio im hydrologischen Jahr 1950/51.

  Ein erster Maximalwert tritt im November 1950 auf. Im gleichen Monat registrierte die Station Cevio unterhalb Bignasco die ungewöhnliche Summe von 58 cm. Das zweite Maximum vom Februar 1951 ist in den gewaltigen Schneefällen begründet, die die großen Lawinenniedergänge und damit die katastrophalen Zerstörungen auslösten. Verschiedene Tessiner Dörfer wurden in Mitleidenschaft gezogen; vorab Airolo. Die meisten unserer Niederschlagsstationen wurden damals ganz oder teilweise demoliert. Im Juni desselben Jahres tritt die maximale Monatssumme mit 36 cm auf. Allerdings muß hier ein Vorbehalt angebracht werden, denn die Station Cevio der MZA zeigt das entsprechende Maximum im Mai. Aus der Summenlinie der Station Foroglio läßt sich leicht erkennen, daß eine Unsicherheit vorhanden ist, und daß sich bei einer geeigneten Deformation der Linie (ohne dabei eine der Messungen anzutasten) das Maximum gut auf den Mai vorverschieben läßt. Die letzte große Monatssumme dieses ereignisreichen Jahres wurde im August registriert. Vom 7. auf den 8. fielen in Foroglio gleich 11 cm Niederschlag. Die Folgen dieses außergewöhnlichen Gusses äußerten sich in katastrophalen Hochwassern, die im nächsten Kapitel beschrieben werden sollen. So brachte das hydrologische Jahr 1950/51 gleich drei außergewöhnliche Niederschlagsmengen in den Monaten November, Februar und August. Das Maximum im Mai/Juni kann als normal angesehen werden.

— Die Monatsmittel der Stationen San Carlo, Foroglio und Bignasco. Der absolute Maximalwert wird in allen drei Fällen im Monat Juni erreicht. Die Station Cevio verzeichnet in den entsprechenden Jahren ebenfalls teilweise die höchsten Werte im Juni. Das Mittel der letzten 10 Jahre jedoch zeigt ein Maximum im Mai. Auf jeden Fall sind diese beiden Monate in der Regel sehr niederschlagsreich. Das zweite Maximum im August bestätigt sich auch durch den Mittelwert 1947 — 1956 von Cevio, der hier sogar das absolute Maximum von 20 cm erreicht. Dazwischen liegt der relativ trockene Juli.
  Sehr kleine Werte weisen in der Regel die Monate November und Januar auf, aber diese Minima sind nicht so ausgeprägt und konstant wie die Maxima.

Zusammenfassend ergibt sich für unser Gebiet ungefähr folgende jahreszeitliche Verteilung:

1. Maximum im Frühsommer (Mai/Juni)
2. Maximum im August
3. Minimum im Januar

Diese Einteilung beruht allerdings auf sehr wenigen Messungen. Die Monatsmittel der Station Cevio, die aus den Beobachtungen von 1921 — 1956 berechnet wurden, ergeben ein viel klareres und eindeutiges Bild. Sie sind in Tabelle 7 und Abbildung 27 dargestellt und dürften wohl in bezug auf die jahreszeitliche Verteilung der N in unserem Gebiet wegleitend sein.

Tabelle 6

N-Monatswerte San Carlo, Foroglio und Bignasco

Station	Jahr	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
San Carlo	53/54	26	16	6	2	9	12	18	11	23	14	43	11
	54/55	6	9	37	15	18	3	1	9	25	6	6	6
	55/56	17	2	4	11	10	22	19	10	19	16	28	18
	56/57	5	4	6	6	15	17	13	17	24	20	14	4
	Mittel	13,5	7,75	13,25	8,5	13	13,5	12,75	11,75	22,75	14	22,75	9,75
Foroglio	50/51	5	30	16	10	29	15	21	26	36	15	30	14
	54/55	3	11	32	19	17	4	1	8	16	9	4	4
	55/56	21	1	0	13	10	22	19	9	18	11	26	20
	Mittel	9,66	14	16	16,66	18,66	13,66	13,66	14,33	23,3	11,66	20	12,66
Bignasco	54/55	4	9	33	7	14	4	1	8	29	7	6	6
	55/56	20	3	3	6	10	23	19	12	17	12	27	18
	56/57	5	4	6	6	14	16	12	15	22	15	12	3
	Mittel	9,66	5,3	14	6,3	12,66	14,3	10,66	11,66	22,66	11,33	15	9

Tabelle 7

Niederschläge der Station Cevio

Jahr	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
1947/1948	99	81	89	154	31	6	205	236	193	92	183	259	1628
1948/1949	123	13	35	69	0	12	154	350	39	82	74	30	981
1949/1950	64	231	65	39	150	20	203	191	115	117	249	185	1629
1950/1951	2	261	146	193	419	138	214	347	261	74	352	50	2457
1951/1952	266	581	18	41	5	72	164	193	116	66	115	229	1866
1952/1953	126	178	56	5	5	0	180	17	258	186	62	336	1409
1953/1954	401	11	22	36	54	116	136	155	245	118	433	68	1795
1954/1955	39	120	309	109	129	40	2	75	288	107	43	59	1320
1955/1956	188	31	29	51	10	313	218	113	102	294	291	239	1933
Mittel 1947/1948 — 1955/1956	156	167	85	77	89	80	164	186	180	126	200	162	1663
Mittel 1929 — 1956	177	157	87	64	66	90	148	193	154	151	164	188	1639

III. ABFLUSS

1. Allgemeines

Auf die technische Seite der Abflußmessung soll hier nicht näher eingetreten werden. Alle Werte wurden auf Grund der Limnigraphenregistrierung und der auf Flügelmessungen beruhenden PQ-Tabelle ermittelt. Die Auswertung erfolgte durch die Maggia-Kraftwerke-AG und durch das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft. Allerdings basieren diese Berechnungen auf dem Kalenderjahr, was für unsere Untersuchungen nicht zweckdienlich ist. Alle Werte mußten deshalb auf das hydrologische Jahr umgerechnet werden. Gleichzeitig wurden auch noch die Abflußhöhen ermittelt, um eine Vergleichsmöglichkeit mit dem Niederschlag zu erhalten. Alle verwendeten Werte sind in den Tabellen 9 bis 16 zusammengestellt. Abb. Nr. 28 und Tab. Nr. 8 vermitteln

Tabelle 8

Abflußstationen (Legende zu Abb. 28)

Station	Gewässer	Einzugsgebiet in km²	Mittlere Höhe des Einzugsgebietes	Vergletscherung ‰
1. Bignasco	Bavona	122	1950	62
2. San Carlo	Bavona	35,5	2345	196
3. Campo	Bavona	32,4	2420	218
4. Robiei	Bavona	13,6	2485	190
5. Cavagnoli	Bavona	5,0	2600	505
6. San Carlo	Riale d'Antabbia	10,7	2325	60
7. Robiei	Riale di Randinascia	4,7	2320	0
8. Zöt	Riale d. Gh. Basodino	9,4	2575	495

Tabelle 9

Bavona/Bignasco

Einzugsgebiet: Fläche 122 km²; mittlere Höhe 1950 m; Vergletscherung 62 ‰

Abflußhöhen in mm = H
Abflußmengen in m³s-1 = A
Abflußmengen in 1s-1 und km-2 = A_S

Hydrolog. Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Jahr Σ	Mittel
	H	66.5	58	39.1	34.2	34.3	58	127.9	303	293.2	164.2	230.5	278.3	1687.2	
1947/48	A	3.03	2.73	1.78	1.56	1.67	2.64	6.02	13.8	13.8	7.48	10.5	13,1		6.51
	A_S	24.8	22.4	14.6	12.8	13.7	21.6	49.3	113	113	61.3	86.1	107		53.3
	H	72.7	53.3	25.7	21.3	16.1	16.7	87.1	294.2	225.2	124.9	99,2	85	1121.4	
1948/49	A	3.31	2.51	1.17	0.97	0.81	0.76	4.1	13.4	10.6	5.69	4.52	4		4.29
	A_S	27.1	20.6	9.59	7.95	6.64	6.23	33.6	110	86.9	46.6	37.0	32.8		35.4
	H	63.7	53.3	38.6	29	23.2	45.7	79.2	316.1	282.6	155.4	160.3	140	1387.1	
1949/50	A	2.9	2.51	1.76	1.32	1.17	2.08	3.73	144	13.3	7.08	7.30	5.69		5.27
	A_S	23.8	20,6	14.4	10.8	9.59	17.7	30.6	118	109	58.0	59.8	54		43.86
	H	55.5	42.7	36.9	32.3	40.8	46.1	120	316.1	580	417.1	377.6	150.4	2215.5	
1950/51	A	2.53	2.01	1.68	1.47	2.06	2.1	5.65	14.4	27.3	19	17.2	7.08		8.54
	A_S	20.7	16.5	13.8	12.0	16.9	17.2	46.3	118	224	156	141	58		70.03
	H	105	252.7	51.7	28.1	27.7	33.7	145.4	270.5	419.9	245.9	152.7	129.1	1862.4	
1951/52	A	4.78	11.9	2.53	1.28	1.06	1.54	6.85	12.3	19.8	11.2	6.96	6.07		7.19
	A_S	39.2	97.5	19.3	10.5	8.69	12.6	56.1	101	162	91.8	57.0	49.8		58.81
	H	116	48.0	38.6	20.6	18.2	31.6	110.7	207.8	287.7	245.9	101.2	209.2	1435.5	
1952/53	A	5.28	2.26	1.76	0.94	0.92	1.44	5.21	9.47	13.6	11.2	4.61	9.85		5.54
	A_S	43.3	18.5	14.4	7.7	7.54	11.8	42.7	77.6	111	91.8	37.8	80.7		45.4
Hydr. Jahre	H	79.9	84.67	39.33	27.6	26.7	38.6	111.7	284.6	348.1	225.6	186.9	165.3	1619	
1947/48	A	3.64	3.99	1.78	1.26	1.28	1.76	5.26	12.96	16.4	10.27	8.51	7.63		6.23
1952/53	A_S	29.8	32.7	14.4	10.3	10.5	14.5	42.8	106.3	134.3	84.25	69.78	63.71		51.1
Periode	H	141.3	87.3	41.7	27.4	22.6	36.2	99.4	252.4	346.3	274.4	195.8	170.2	1695	
1929 — 1953	A	6.44	4.11	1.90	1.25	1.13	1.65	4.68	11.5	16.3	12.5	8.92	8.01		6.55
	A_S	152.8	33.7	15.6	10.2	9.26	13.5	38.4	94.3	134	102	73.1	65.7		53.55

Periode: 1929 — 1953

Durchschnittliche Jahresabflußmenge: 6,55 m³s-1 Maximum (Spitze): 145 — 175 m³s-1
Minimum (Tagesmittel): 0,22 m³s-1

Tabelle 10

Bavona/San Carlo

Einzugsgebiet: Fläche 35,5 km²; mittlere Höhe 2345 m; Vergletscherung 196 ‰

Abflußhöhen in mm = H
Abflußmengen in m³s-1 = A
Abflußmengen in 1 s-1 und km-2 = A_S

Hydrolog. Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Jahr Σ	Jahr Mittel
	H				19.6	17.0	14.3	53.3	249.7	726.4	694.1	582.5	206.6		
1950/51	A				0.26	0.25	0.19	0.73	3.31	9.95	9.2	7.72	2.83		
	A_S				7.3	7.1	5.4	20.5	93.3	280	259	218	79.7		
	H	72.4	94.9	37.3	21.1	14.8	21.1	85.4	224.1	635.2	435.3	266.3	148.9	2056.8	
1951/52	A	0.96	1.30	0.495	0.28	0.21	0.28	1.17	2.97	8.70	5.77	3.53	2.04		2.31
	A_S	27	36.8	13.9	7.9	5.9	7.9	33.0	83.7	245	162	99.5	57.5		65.01
	H	112.4	46	29.4	17.7	13.3	30.2	72.3	319.9	472.4	445.2	248.2	357.7	2164.7	
1952/53	A	1.49	0.63	0.39	0.235	0.195	0.40	0.99	4.24	6.47	5.90	3.29	4.90		2.43
	A_S	42	17.8	11.0	6.6	5.5	11.3	27.9	120	182	1.66	92.7	138		68.4
	H	418	79.6	31.7	21.2	12.9	17.4	45.3	160.0	564.4	310.9	507.8	163.6	2332.7	
1953/54	A	5.54	1.09	0.42	0.28	0.19	0.23	0.62	2.12	7.73	4.12	6.73	2.24		2.61
	A_S	156	30.7	11.8	7.9	5.3	6.5	17.5	59.7	218	116	190	63.1		73.54
	H	56.6	29.6	27.2	21.5	16.0	17.4	61.3	231.6	544.7	408.2	186.4	144.6	1745.1	
1954/55	A	0.75	0.405	0.36	0.285	0.235	0.23	0.84	3.07	7.46	5.41	2.47	1.98		1.96
	A_S	21.2	11.4	10.1	8.05	6.6	6.5	23.7	86.5	210	152	69.5	55.8		55.10
	H	44.5	32.9	18.5	15.8	12.7	15.5	27.7	232.4	390.6	576.4	468.5	402.3	2237.8	
1955/56	A	0.59	0.45	0.245	0.21	0.18	0.205	0.38	3.08	5.35	7.64	6.21	5.51		2.50
	A_S	16.6	12.7	6.9	5.95	5.05	5.8	10.7	86.8	151	215	175	155		70.54
	H	84.5	35.8	21.9										2107.4	
1956/57	A	1.12	0.49	0.29											
	A_S	31.5	13.8	8.2											
Hydr. Jahre	H	140.8	56.6	28.8	19.6	13.94	20.3	58.4	233.6	521.5	435.2	335.4	243.4	2107.5	
1951/52	A	1.87	0.77	0.38	0.26	0.20	0.27	0.80	3.10	7.14	5.77	4.45	3.33		2.36
1955/56	A_S	52.5	21.9	10.7	7.3	5.7	7.6	22.6	87.34	201.2	162.2	125.3	93.9		66.52

Periode: 1950 — 1956

Durchschnittliche Jahresabflußmenge: 2.36 m³s-1 (1951/52 — 1955/56)

Maximum (Spitze): 75 — 80 m³s-1
Minimum (Tagesmittel): 0,12 m³s-1

Tabelle 11

Bavona/Campo

Einzugsgebiet: Fläche 32,4 km²; mittlere Höhe 2420 m; Vergletscherung 218 ‰

Abflußhöhen in mm = H
Abflußmengen in m^3s^{-1} = A
Abflußmengen in ls^{-1} und km^{-2} = A_S

Hydrolog. Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Jahr Σ	Jahr Mittel
	H				23.1	11.2	34.7	67.2	334.8	490.4	456.3	252.1	355.2		
1952/53	A				0.18	0.15	0.42	0.84	4.05	6.13	5.52	3.05	4.44		
	A_S				5.55	4.6	13.0	25.9	125	189	170	94.2	137		
	H	409.2	79.2	29.8	18.6	11.6	16.1	44.0	176.9	507.2	316.6	468.7	187.2	2265.1	
1953/54	A	4.95	0.99	0.36	0.225	0.155	0.195	0.55	2.14	6.34	3.83	5.67	2.34		2.31
	A_S	153	30.6	11.1	7.0	4.8	6.0	17.0	66.1	196	118	175	72.3		71.41
	H	57.9	28	24.8	18.2	14.2	14.9	57.6	234.8	590.4	474.5	198.4	140.8	1854.5	
1954/55	A	0.70	0.35	0.3	0.22	0.19	0.18	0.72	2.84	7.38	5.74	2.4	1.76		1.3
	A_S	21.6	10.8	9.25	6.8	5.85	5.55	22.2	87.7	228	177	74	54.4		58.59
	H	37.2	32	17.4	14.9	11.21	11.6	24.0	216.6	373.6	549.8	461.3	381.6	2131.2	
1955/56	A	0.45	0.4	0.21	0.18	0.145	0.14	0.3	2.62	4.67	6.25	5.58	4.77		2.14
	A_S	13.9	12.3	6.5	5.55	4.45	4.3	9.25	80.9	144	193	172	147		66.09
	H	77.7	30.8	18.6											
1956/57	A	0.94	0.385	0.225											
	A_S	29	11.9	6.95											
Hydr. Jahre	H	168.1	46.4	24	17.2	12.3	14.2	41.9	209.4	490.4	447	376.1	236.5	2083.5	
1953/54	A	2.35	0.58	0.29	0.21	0.16	0.17	0.52	2.63	6.13	5.27	4.55	2.96		2.14
1955/56	A_S	62.8	17.9	8.9	6.5	5.03	5.3	16.1	78.2	189	162.7	140.3	91.2		65.33

Periode: 1953 — 1956

Durchschnittliche Jahresabflußmenge: 2,14 m^3s^{-1} (1953/54 — 1955/56)

Maximum (Spitze): 60 — 65 m^3s^{-1}
Minimum (Tagesmittel): 0,075 m^3s^{-1}

Tabelle 12

Bavona/Robiei

Einzugsgebiet: Fläche 13,6 km²; mittlere Höhe 2485 m; Vergletscherung 190 ‰

Abflußhöhen in mm = H
Abflußmengen in m³s-1 = A
Abflußmengen in 1 s-1 und km-2 = A_S

Hydrolog. Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Jahr Σ	Jahr Mittel
	H										797.6	655.8	280.2		
1950/51	A										4.05	3.33	1.47		
	A_S										298	245	108		
	H	84.7								872.9	588.9	328.9	171.5		
1951/52	A	0.43								4.48	2.99	1.67	0.9		
	A_S	31.6								329	220	123	66.2		
	H	103.4			14.8	10.7	29.5	60	360.4	564.1	525.8	275.7	388.8		
1952/53	A	0.525			0.075	0.06	0.15	0.315	1.83	2.96	2.67	1.4	2.04		
	A_S	38.6			5.5	4.4	11.0	23.2	135	218	196	103	150		
	H	427.4	82.9	43.3	13.8	8.9	11.8	40.0	161.5	384	661.3	539.6	242	2616.5	
1953/54	A	2.17	0.435	0.22	0.07	0.05	0.06	0.21	0.82	1.95	3.47	2.74	1.27		1.12
	A_S	160	32.0	16.1	5.15	3.7	4.4	15.5	60.3	143	255	202	93.4		82.54
	H	65.0	32.4	27.6	14.8	12.5	11.8	45.7	246.2	571.1	697.6	240.3	183	2148	
1954/55	A	0.33	0.17	0.14	0.075	0.07	0.06	0.24	1.25	2.9	3.66	1.22	0.96		0.98
	A_S	24.3	12.5	10.0	5.5	5.1	4.4	17.6	91.9	2.3	269	89.5	70.2		67.75
	H	55.1	38.1	18.7	16.7	12.9	12.8	19.1	185.1	779.9	411.7	602.6	459.3	2445.4	
1955/56	A	0.28	0.2	0.095	0.085	0.07	0.065	0.1	0.94	3.96	2.16	3.06	2.41		1.1
	A_S	20.1	14.7	7.0	6.25	5.15	4.75	7.35	6.91	291	159	225	177		77.02
	H	98.5	42.9	19.7											
1956/57	A	0.5	0.225	0.1											
	A_S	36.8	16.5	7.35											
Hydr. Jahre	H	182.5	51.1	29.9	15.1	11.4	12.1	34.9	197.6	578.3	590.2	460.8	294.8	2458.7	
1953/54	A	0.92	0.27	0.15	0.076	0.063	0.061	0.18	1.0	2.94	3.09	2.34	1.55		1.054
1955/56	A_S	68.1	19.7	11.0	5.63	4.63	4.5	13.5	53	215.7	227.6	172	113.5		75.74

Periode: 1951 — 1956

Durchschnittliche Jahresabflußmenge: 1.05 m³s-1 Maximum (Spitze): 22 — 26 m³s-1 (1953/54 — 1955/56)

Tabelle 13

Bavona/Cavagnoli

Einzugsgebiet: Fläche 5,02 km²; mittlere Höhe 2600 m; Vergletscherung 505 ‰

Abflußhöhen in mm = H
Abflußmengen in m³s-1 = A
Abflußmengen in l s-1 und km-2 = A_S

Hydrolog. Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Jahr Σ	Mittel
	H												265.9		
1954/55	A												0.515		
	A_S												103		
	H	33	13.4		10.6	7.5	5.3	5.2	106.7	315	747	730.9	624.6	2609.2	
1955/56	A	0.062	0.026		0.02	0.015	0.01	0.01	0.2	0.61	1.4	1.37	1.21		—
	A_S	12.5	5.2		4	3	2	2	40	121	279	271	241		—
	H	53.3	15.5	10.6											
1956/57	A	0.1	0.03	0.02											
	A_S	20	6	4											

Maximum (Spitze): 7.82 m³s-1

Tabelle 14

Antabbia/San Carlo

Einzugsgebiet: Fläche 10,7 km²; mittlere Höhe 2325 m; Vergletscherung 60 ‰

Abflußhöhen in mm = H
Abflußmengen in m³s-1 = A
Abflußmengen in l s-1 und km-2 = A_S

Hydrolog. Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Jahr Σ	Mittel
	H								230.3	329.4	245.3	92.6	176.9		
1952/53	A								0.92	1.36	0.98	0.37	0.73		
	A_S								86	127	91.5	34.6	68.2		
	H	270.3	61.8	23.3	17.6	6.8	8.8	33.9	140.2	370.6	177.7	400.5	106.6	1618.1	
1953/54	A	1.08	0.255	0.093	0.07	0.03	0.035	0.14	0.56	1.53	0.71	1.60	0.44		0.55
	A_S	101	23.8	8.7	6.55	2.8	3.25	13.1	52.4	143	66.4	149	41.4		50.92
	H	30	15.7	13.8	67.6	3.4	42.6	33.9	177.7	482.1	225.3	82.6	71.5	1246.2	
1954/55	A	0.12	0.065	0.055	0.027	0.015	0.017	0.14	0.71	1.99	0.90	0.33	0.295		0.39
	A_S	11.2	6.1	5.15	2.5	1.4	1.6	13.1	66.4	186	84.1	30.8	27.6		36.33
	H	32.6	18.7	8	45.1	0.4	37.5	135.7	202.7	276.2	345.4	197.7	150.2	1450.2	
1955/56	A	0.13	0.077	0.032	0.018	0.015	0.015	0.056	0.81	1.14	1.38	0.79	0.62		0.42
	A_S	12.1	7.2	3	1.7	0.15	1.5	5.25	75.7	107	129	73.8	58		39.53
	H	42.6	20.1	10.3											
1956/57	A	0.17	0.083	0.041											
	A_S	15.9	7.8	3.8											
Hydr. Jahre	H	111	32.1	15	43.4	3.5	29.6	67.8	173.5	376.3	249.5	226.9	109.4	1438	
1953/54	A	0.44	0.13	0.06	0.04	0.015	0.02	0.11	0.69	1.55	1.0	0.91	0.45		0.45
1955/56	A_S	41.4	12.4	5.6	3.6	1.4	2.1	10.5	64.8	145	93.2	84.5	42.2		42.2

Periode: 1953 — 1956

Durchschnittliche Jahresabflußmenge: 0.45 m³s-1 (1953/54 — 1955/56)

Maximum (Spitze): ~ 34 m³s-1
Minimum (Tagesmittel): 0 m³s-1

Tabelle 15

Riale di Randinascia/Robiei

Einzugsgebiet: Fläche 4,7 km²; mittlere Höhe 2320 m; Vergletscherung 0,00 ‰

Abflußhöhen in mm = H
Abflußmengen in m³s⁻¹ = A
Abflußmengen in l s⁻¹ und km⁻² = A_S

Hydrolog. Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Jahr Σ	Mittel
	H										775	450.2	140.6		
1950/51	A										1.36	0.79	255		
	A_S										289	168	54.3		
	H	72.4	96							865.9	330.6	153.9	176.5		
1951/52	A	0.127	0.174							1.57	0.58	0.27	0.32		
	A_S	27	37							3.34	123	57.5	68.1		
	H	182.4	57.9	28.5	28.5	25.7	68.4	140.6	512.9	529.4	284.9	74.1	325.4	2258.7	
1952/53	A	0.32	0.105	0.05	0.05	0.05	0.12	0.255	0.9	0.96	0.5	0.13	0.59		0.34
	A_S	68.1	22.4	10.7	10.6	10.6	25.5	54.3	192	204	106	27.7	125		71.41
	H	518.6	115.8	42.7	27.4	14.9	22.8	82.3	341.9	678.3	279.2	490.1	118.6	2733	
1953/54	A	0.91	0.21	0.075	0.048	0.029	0.04	0.15	0.6	1.23	0.49	0.86	0.215		0.4
	A_S	193	44.7	16	10.2	6.2	8.5	32	128	2.62	104	183	45.8		86.1
	H	74.1	38.6	34.2	28.5	20.6	22.8	110.3	341.9	777.6	344.8	114	107.5	2014.9	
1954/55	A	0.13	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.2	0.6	1.41	0.605	0.2	0.195		0.3
	A_S	27.7	15	13	10.6	8.5	8.5	42.6	128	300	129	42.6	41.5		63.92
	H	53.6	59	31.3	28.5	21.3	19.9	30.33	418.9	772.7	587	416	424.6	2862.5	
1955/56	A	0.094	0.107	0.055	0.05	0.04	0.035	0.035	0.735	1.4	1.03	0.73	0.77		0.42
	A_S	20	22.8	11.7	10.6	8.5	7.45	7.45	156	298	219	156	164		90.13
	H	96.9	16	31.9											
1956/57	A	0.17	0.029	0.056											
	A_S	36.2	19.6	11.9											
Hydr. Jahre	H	215.4	71.13	36.06	28.1	18.9	21.8	74.44	367.6	742.6	403.6	340	216.9	2536.5	
1953/54 —	A	0.38	0.13	0.063	0.049	0.036	0.038	0.13	0.64	1.35	0.71	0.6	0.39		0.38
1955/56	A_S	80.2	27.5	13.6	10.5	7.7	8.01	27.35	137.3	286.7	150.6	127.2	83.8		80.04

Periode: 1951 — 1956

Durchschnittliche Jahresabflußmenge: 0.38 m³s⁻¹ Maximum (Spitze): 9 — 11 m³s⁻¹ (1953/54 — 1955/56)

Tabelle 16

Riale d. Gh. Basodino/Zöt.

Einzugsgebiet: Fläche 9,4 km²; mittlere Höhe 2575 m; Vergletscherung 495 ‰

Abflußhöhen in mm = H
Abflußmengen in m³s-1 = A
Abflußmengen in l s-1 und km-2 = A_S

Hydrolog. Jahr		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Jahr Σ	Mittel
	H	32.8											146.1		
1951/52	A	0.115											0.53		
	A_S	12.2											56.4		
	H	59.8			5.7	3.86	8.5	18.7	255	468.8	532.8	356.2	388.8		
1952/53	A	0.21			0.02	0.015	0.03	0.068	0.895	1.7	1.87	1.25	1.41		
	A_S	22.3			2.1	1.6	3.2	7.25	95.2	181	199	133	150		
	H	316.3	30.3	3.41	5.7	3.1	4.6	19.3	91.2	557	353.3	527.1	187.6	2098.9	
1953/54	A	1.11	0.11	0.012	0.02	0.012	0.016	0.07	0.32	2.02	1.24	1.85	0.68		0.63
	A_S	118	11.7	1.3	2.1	1.3	1.7	7.5	34	215	132	197	72.3		66.16
	H	36.2	12.1	2.8	2.8	2.6	2.8	13.8	171	597.1	504.3	223.7	175.1	1726.3	
1954/55	A	0.127	0.044	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.6	2.1	1.77	0.785	0.635		0.51
	A_S	13.5	4.7	1.1	1.1	1.1	1.1	5.3	6.3	223	188	83.5	67.5		49.68
	H	22.8	13.8	5.7	4.3	2.7	2.8	4.1	153.9	333.6	621.1	535.7	388.8	2089.3	
1955/56	A	0.08	0.05	0.02	0.015	0.01	0.01	0.015	0.54	1.21	2.18	1.88	1.41		0.62
	A_S	8.5	5.3	2.1	1.6	1.1	1.1	1.6	57.5	129	232	200	150		65.82
	H	44.2	13.8	8.5											
1956/57	A	0.155	0.05	0.03											
	A_S	16.5	5.3	3.2											
Hydr. Jahre	H	125.1	18.7	3.9	4.2	2.8	3.4	12.4	138.7	489.9	492.9	428.8	250.5	1971.3	
1953/54 —	A	0.44	0.07	0.014	0.015	0.011	0.012	0.045	0.49	1.78	1.73	1.5	0.91		0.59
1955/56	A_S	46.7	7.2	1.5	1.6	1.2	1.3	4.8	32.6	189	184	160.2	96.6		60.56

Periode: 1952 — 1956

Durchschnittliche Jahresabflußmenge: 0.59 m³s-1 (1953/54 — 1955/56)

Maximum (Spitze): 15 — 18 m³s-1
Minimum (Tagesmittel): 0.007 m³s-1

Abb. 28

einen Überblick über die Abflußstationen und die Einzugsgebiete der Quell- und Nebenflüsse.

In den letzten Jahren hat die Technik begonnen, das Abflußregime der Bavona künstlich zu verändern. Am 16. Dezember 1953 zirka 18 Uhr wurde das Wasser erstmals durch die Fassung Cavergno in den Freilaufstollen nach Verbano umgeleitet. Seither registriert der Limnigraph in Bignasco nur noch sehr niedrige Wasserstände, und die tatsächliche Abflußmenge der Bavona kann seit 1953 weder gemessen noch rekonstruiert werden, was vom wissenschaftlichen Standpunkt aus sehr zu bedauern ist. In jüngster Zeit wurde nun die Bavona bereits in San Carlo gefaßt und durch einen Stollen ins Val Peccia geleitet, und in den nächsten Jahren wird durch die zweite Bauetappe der Maggia-Kraftwerke auch der oberste Teil des Bavonaraumes ausgenützt.

Durch diese künstlichen Eingriffe sind uns in der Auswertung der Resultate Grenzen gesetzt. Vor allem wirkt sich die Wasserfassung in Cavergno nachteilig aus, weil dadurch sämtliche Vergleichsmöglichkeiten in bezug auf Niederschlags- und Abflußhöhe seit 1953 fehlen. Die hydrologische Bilanz bleibt daher auf die Jahre 1947 bis 1953 beschränkt, und der Vergleich zwischen dem Abfluß der Quell- und Nebenflüsse und demjenigen des Hauptflusses in Bignasco fällt überhaupt dahin.

2. Die Jahreswerte

a) Abflußstation Bignasco

Die aus den Jahren 1929 — 1953 resultierenden Mittelwerte betragen:

Mittlere Abflußhöhe 1695 mm
Mittlere Abflußmenge 6,53 $m^3 sec^{-1}$
Mittlere Abflußspende 53,55 $l sec^{-1} km^{-2}$

Die Abweichungen der einzelnen Jahresabflußhöhen vom Mittelwert wurden in Abb. 29 graphisch aufgezeichnet. Dabei ergibt sich folgendes Kurvenbild: Anfangs der dreißiger Jahre unterschritt die Abflußhöhe das Mittel während 2 Jahren (1930/31 und 1931/32). Daraufhin folgt eine Periode von 6 Jahren, in denen der Betrag von 1695 mm zum Teil sehr wesentlich überschritten wird (1933/34 — 1938/39). Von 1941/42 bis bis 1949/50 wird das Mittel wiederum dauernd, mit Ausnahme des Jahres 1945/46, unterschritten. Schließlich steigt die Niederschlagshöhe des Jahres 1950/51 wieder bedeutend über den Mittelwert an. Charakteristisch für den Verlauf der Kurve ist folgendes:

— Absolutes Maximum im Jahr 1935/36
— Allmähliches Absteigen bis 1948/49
— Absolutes Minimum im Jahre 1949

b) Die kleinen Stationen der Quell- und Nebenflüsse

Um eine gemeinsame Vergleichsbasis zu erhalten, wurde von den Stationen Bavona / San Carlo, Bavona / Campo, Bavona / Robiei, Antabbia / San Carlo, Riale d. Gh. Basodino / Robiei und Riale d. Randinascia / Robiei ein dreijähriges Mittel aus den Messungen 1953/54 bis 1955/56 errechnet. Vorerst wurde, wie bei der Station Bignasco, die jährliche Schwankung der Abflußhöhe graphisch aufgetragen (Abb. 30). Dabei ergab sich ein interessantes Bild: In erster Linie tritt der Riale di Randinascia / Robiei mit extremen Schwankungen hervor. Sein Quotient erreicht in den zwei aufeinander folgenden Jahren 1953/54 und 1954/55 den hohen Wert von 1,36. Ähnlich verhält sich die Kurve der Bavona in San Carlo, doch ist sie immerhin etwas ruhiger, und der Quotient beträgt hier nur noch 1,34. Alle übrigen Gewässer weisen in der Schwankung der Abflußhöhen geringere Amplituden auf, und ihre Quotienten sind unter sich nahezu gleich (um 1,22). Es wird sich nun sofort die Frage erheben, wovon denn dieser Schwankungskoeffizient abhängig sei. Man könnte in erster Linie vermuten, daß die Höhenlage des Einzugsgebietes eine gewisse Rolle spielen könnte. Zur näheren Untersuchung stellen wir die Stationen mit ihren Schwankungsquotienten und der mittleren Höhe des Einzugsgebietes zusammen:

Tabelle 17

	Quotient	Mittl. Höhe ü. M.
1. Riale di Randinascia/Robiei	1,36	2320 m
2. Bavona / San Carlo	1,32	2345 m
3. Antabbia / San Carlo	1,30	2325 m
4. Bavona / Campo	1,221	2420 m
5. Bavona / Robiei	1,218	2485 m
6. R. d. Gh. Basodino / Zöt	1,215	2575 m

Alle Quotienten beziehen sich auf die Schwankung der Abflußhöhe 1953/54 bis 1955/56. Die Differenzen der letzten drei Stationen sind im Quotienten so gering, daß sich möglicherweise von Jahr zu Jahr ein anderes Bild ergeben kann. (Bereits im folgenden Jahr ist die Schwankung des Zöt-Baches etwas größer als diejenigen der Bavona bei Campo und Robiei.)

Objektiv betrachtet, scheint es sehr gewagt, aus den wenigen Resultaten und Messungen Schlüsse ziehen zu wollen. Immerhin geht aus der Tabelle 17 und der gra-

phischen Darstellung deutlich hervor, daß der Riale di Randinascia mit dem größten Schwankungsquotienten auch die geringste mittlere Höhe besitzt und daß umgekehrt alle Bäche mit kleinen Quotienten eine größere mittlere Höhe besitzen. Diese Tatsachen beruhen wohl kaum auf bloßem Zufall. Wir können zu ihrer Unterstützung folgende Gründe geltend machen:

— Alle Bäche mit großer mittlerer Höhe stammen aus vergletscherten oder intensiv verschneiten Gebieten. In trockenen heißen Jahren liefern sie das Schmelzwasser des Eises, während in kälteren, feuchten Jahren eher einer Aufspeicherung erfolgt. So wird die Variationsbreite nach beiden Seiten begrenzt.

— Alle Bäche mit kleiner mittlerer Höhe besitzen in ihrem Einzugsgebiet anteilmäßig weniger Gletscher oder verschneites Gebiet. Die trockenen heißen Jahre führen deshalb zu sehr niedrigen Abflußhöhen, während die Aufspeicherung in feuchten und kalten Jahren relativ klein und die Abflußhöhe entsprechend groß ist.

Wir können die Resultate der obigen Ausführungen in folgendem Satz zusammenfassen: In unserem Einzugsgebiete ist die Variationsbreite der jährlichen Abflußhöhen je geringer um so größer die Vergletscherung, resp. die mittlere Meereshöhe des Gebietes sind.
Die Verhältnisse der mittleren Abflußmengen sind in Abb. 31 graphisch dargestellt (m^3sec^{-1}). Natürlicherweise hängt die absolute Abflußmenge von der Größe des Einzugsgebietes ab:

Tabelle 18

Abflußmengen und Größe des Einzugsgebietes

	m^3sec^{-1}	Fläche km^2
1. Bavona / San Carlo	2,36	35,5
2. Bavona / Campo	2,14	32,2
3. Bavona / Robiei	1,05	13,6
4. R. d. Gh. Basodino / Zöt	0,59	9,4
5. Antabbia / San Carlo	0,45	10,7
6. R. d. Randinascia / Robiei	0,38	4,7

Interessant ist das Anwachsen der Menge von Alpe Robiei bis San Carlo. Die Summe der Zuflüsse unterhalb der Basodinohütte (Bavona, Randinascia und Zöt) ergibt die Menge von 2,02 m^3sec^{-1}. In Campo werden aber bereits 2,14 m^3sec^{-1} und in San Carlo sogar 2,36 m^3sec^{-1} registriert. In Bignasco schließlich beträgt das langjährige Mittel 6,53 m^3sec^{-1}, doch darf nicht ohne weiteres mit den andern auf drei Jahren basierenden Zahlen verglichen werden. Bedeutend mehr als die absoluten Mengen in m^3sec^{-1} sagen die mittleren Abflußspenden aus (Abb. 32). Wir berechnen sie in Liter pro sec und km^2. Die größte Abflußspende erreicht der Bach mit der niedrigsten absoluten Menge, der Riale di Randinascia. Die Gründe dafür sind nicht ohne weiteres einzusehen. Die niedrigste Abflußspende erreicht das Val Antabbia, was sehr wahrscheinlich auf die bedeutend geringern Niederschläge zurückzuführen ist. Die relativ niedrige Abflußspende des Riale d. Gh. Basodino ist auf eine hohe Gebietsverdunstung zurückzuführen. Die Schmelzwasser des Basodinogletschers fließen in zahllosen Rinnsalen über die flachen Platten gegen den Zötkessel hinunter und sind so einer intensiven Verdunstung ausgesetzt.

3. Die Monatswerte

Die mittleren monatlichen Abflußmengen der Station Bignasco sind in der Abb. 33 graphisch dargestellt. Vor allem tritt das eindeutige Maximum im Juni hervor. Nachher sinkt die monatliche Abflußmenge kontinuierlich ab und erreicht das Minimum natürlicherweise im Februar, zurzeit der größten Frostauswirkung.
Das Maximum im Juni ist aus den folgenden Erscheinungen zu erklären:

a) Schneeschmelze. Während vielen Begehungen konnten wir feststellen, daß der größte Teil der Schneedecke jeweils bis Ende Juni weggeschmolzen war. Wenn auch um diese Zeit über 2500 m ü. M. noch stellenweise eine mehr oder weniger geschlossene Schneedecke liegt, die erst in den Monaten Juli bis September wegschmilzt, so ist doch im Juli das Maximum des Schneeschmelzeabflusses vorbei. Ähnliche Verhältnisse zeigen auch die Gebiete: Brenno / Loderio, Vorderrhein / Ilanz, Hinterrhein / Andeer usw. Basodino- und Cavagnoligletscher vermögen das Maximum nicht auf den Juli zu verschieben, wie dies bei Gletscherflüssen etwa zu erwarten wäre. Die Schneeschmelze überwiegt. Damit gehört die Bavona zum «Schneetypus».

b) Das Maximum der Niederschläge im Juni. Wie aus den langjährigen Mittelwerten der Station Cevio ersichtlich ist, fällt im Juni meist die größte monatliche Niederschlagsmenge. Allerdings vermag auch eine Verschiebung des Niederschlagsmaximums das Abflußmaximum nicht zu beeinflussen, so daß diesem zweiten Faktor nur eine sekundäre Bedeutung zukommt.

Damit wäre der Abfluß der Bavona deutlich als «Schneetypus» charakterisiert. Im allgemeinen überwiegt dieser Abflußtypus auch bei Quell- und Nebenflüssen, wie sich anhand der wenigen Messungen feststellen läßt. Allerdings ergeben sich kleine Differenzen, die besonders an den beiden Gewässern Riale di Randinascia / Robiei und R. d. Gh. Basodino/Zöt hervortreten. Die Einzugsgebiete der beiden Bäche liegen unmittelbar nebeneinander und sind nur durch eine flache und undeutliche Wasserscheide voneinander getrennt. In bezug auf Fläche und Vergletscherung sind sie aber sehr verschieden:

Riale di Randinascia/Robiei
4,7 km^2 0 ‰ Vergl. 2320 m mH
Riale d. Gh. Basodino/Zöt
9,4 km^2 495 ‰ Vergl. 2575 m mH

In der graphischen Darstellung (Abb. 34) wurden die Schwankungen der mittleren Monatsabflüsse verglichen. In den Monaten November bis Mai spendet das um die Hälfte kleinere Randinasciagebiet dauernd mehr Abfluß als das Basodino-/Zötgebiet. Vom Juni bis in den Oktober allerdings erreicht dann der Abfluß des Zötbaches bedeutend höhere Werte. Interessant ist vor allem die Form der beiden Maxima. Während der Randinasciabach im Juni eine ausgeprägte Spitze zeigt und bereits im Juli wieder erheblich zurücksinkt, weist der Basodinobach Juli- und Augustwerte auf, die nicht wesentlich unter dem Maximum liegen und damit eine sehr breite Spitze bilden. Die hohen Juli-/Augustwerte sind dem Schmelzwasser des Gletschers zu verdanken. Damit nähert sich der Basodino einigermaßen dem «Gletscher-

typus», indem das Juni-Maximum nicht mehr so ausgeprägt ist. Die entsprechenden Monatswerte der Niederschlagshöhen zeigen das Maximum sogar im Juli, während der Randinasciabach unverändert ein Junimaximum aufweist. Damit wären die beiden Bäche folgendermaßen zu charakterisieren:

Riale di Randinascia/Robiei: Schneetypus mit Abflußmaximum im Juni und relativ hoher Wasserführung im Winter.

R. d. Gh. Basodino/Zöt: Übergang vom Schneezum Gletschertypus. Maximum im Juni/Juli, aber ebenfalls sehr hohe Werte im August. Relativ geringe Wasserführung im Winter.

4. Kurzfristige Abflußschwankungen: Hochwasser

Für diese Untersuchungen kamen hauptsächlich die Limnigraphenstreifen von Bavona/Bignasco, Bavona/San Carlo und Bavona/Campo in Frage, weil diese Stationen rasch laufende Uhren besitzen. Alle andern besitzen langsam drehende Trommeln (1 Umdrehung = 1 Monat). Der zeitliche Ablauf des Abflusses ist daher weniger genau registriert. Trotzdem konnten im Falle des eingehend untersuchten Hochwassers vom 18. Juli 1953 alle Streifen verwendet werden, indem die Uhren ziemlich übereinstimmten. Einzig die Zöt-Trommel ging um etwa eine Stunde nach.

a) Schmelzwasserabfluß

Im Frühsommer zeigen alle Limnigraphenstreifen mehr oder weniger deutlich die typischen Kurven des Schmelzwasserabflusses (Abb. 35). In Bignasco tritt das der Sonnenwärme zu verdankende Maximum in der Regel erst nach 22 Uhr ein, während das Minimum gewöhnlich um die Mittagszeit erreicht wird. Das Zeitintervall beträgt also 9 bzw. 13 Stunden.
Die Kurve von Bavona/Campo hingegen weist ihr Maximum bereits um 21 Uhr und ihr Minimum um etwa 11 Uhr auf. Das Zeitintervall beträgt hier 10 bzw. 12 Stunden. Ein interessantes Detail weist diese Kurve zwischen 14 und 15 Uhr auf, indem hier der Abfluß sehr rasch zunimmt: Schuld daran ist der Riale d. Gh. Basodino, der infolge der Ostexposition seines Einzugsgebietes (Morgensonne) ein sehr frühes Schmelzwassermaximum zeigt.
Es wurde weiter anhand mehrerer Beispiele untersucht, ob sich eine gewisse Regelmäßigkeit in der Geschwindigkeit des Schmelzwasserabflusses feststellen läßt. Da aber die «Spitzen» in der Regel eben sehr breit sind, läßt die Interpretation der Maxima eine allzugroße Zeitspanne offen. Die Ergebnisse waren durchwegs zu ungenau.

b) Hochwasser

GYGAX hat anhand der katastrophalen Hochwasser im August 1951 eine Untersuchung durchgeführt, in die unter anderem auch das Bavonatal einbezogen wurde. Er kommt hier auf folgende Ergebnisse:
Die Spitze (Hochwasserwelle) traf auf Alpe Robiei um zirka 06.00 Uhr ein, in San Carlo um 06.20 Uhr und in Bignasco um 07.00 Uhr. Es ergibt sich eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Hochwasserwelle von 16 bis 17 km/h oder 4,4 bis 4,7 m/s. In Bignasco wurde eine Abflußmenge von 145 — 170 $m^3 sec^{-1}$ registriert, was das absolute Maximum seit Beginn der Messungen im Jahre 1929 darstellt. Die Abb. 36 zeigt die leicht in die Länge gezogenen Limnigraphenregistrierungen aus Bignasco und San Carlo. Aus diesen Streifen läßt sich eine Zeitdifferenz zwischen den beiden Spitzen von etwas mehr als einer Stunde herauslesen. Sie dürfte so groß sein, weil die Uhr in San Carlo leicht nachhinkte. Für kleinere Abflußspitzen scheint sich die Geschwindigkeit zu reduzieren. Jedenfalls erhielten wir bei der Untersuchung des Hochwassers vom 18. 7. 53 wesentlich größere Zeitdifferenzen (Abb. 37).

Robiei — Campo, Distanz 2 km:
Zeitdifferenz 20 — 40 Min., Geschw. 3 — 6 km/h

Campo — Bignasco, Distanz 13 km:
Zeitdifferenz 80 Min., Geschw. 9 — 10 km/h

Der Ablauf des Hochwassers ist sehr interessant, besonders in der Zusammenstellung der Limnigraphenregistrierungen. Die Uhren stimmten alle überein, bis an diejenige des Zöt-Limnigraphen, die um etwa 1 Stunde nachging. Riale d. Gh. Basodino und Riale di Randinascia weisen bereits um 15 Uhr ihr erstes Maximum auf. Es bewirkt in Campo um 15.30 Uhr ein erstes Ansteigen des Pegels. Um zirka 16.30 Uhr trifft in der Robiei die erste Spitze der Bavona ein. Sie wandert innerhalb von 30 Minuten bis nach Campo und erscheint nach zirka 1 Stunde und 20 Minuten in Bignasco.
Das absolute Maximum trifft bei Riale di Randinascia und Riale d. Gh. Basodino wieder früher ein und erzeugt in Campo ebenfalls ein leichtes Ansteigen des Pegels um zirka 18.40 Uhr. Kurz nach 20 Uhr weist die Bavona in Robiei ihr Maximum auf. Es wandert in etwa 20 bis 30 Minuten nach Campo und von dort in 70 bis 80 Minuten nach Bignasco. In der graphischen Darstellung Abb. 37 sind die entsprechenden Wellen durch Linien miteinander verbunden.
Außer dem soeben beschriebenen Beispiel wurden noch mehrere Hochwasser untersucht. Doch zeigte das Beobachtungsmaterial in den meisten Fällen zu wenig Genauigkeit, so daß auf eine weitere Auswertung verzichtet wurde.

5. Dauerlinien

Als Ergänzung der Tabelle 9 (Abflüsse in Bignasco) sind die in der Technik gebräuchlichen Dauerlinien für die Jahre 1951 — 1953 sowie die mittlere Dauerlinie für die Jahre 1929 — 1953 in Abb. 38 und 39 wiedergegeben. Das Jahr 1951 (Kalenderjahr) tritt infolge der gewaltigen Rücklagen des Lawinenwinters besonders in Erscheinung: Die Zahl der Tage mit großen Abflüssen ist hoch. In den folgenden Jahren sind die Rücklagen aufgebraucht und die Dauerlinie sinkt deshalb auch rascher ab. Die Dauerlinie 1929 — 1953, die für den Ausbau der Wasserkräfte von großer Wichtigkeit ist, zeigt den folgenden Verlauf: Der Abfluß überschreitet während etwa 150 Tagen die Menge 5 $m^3 sec^{-1}$; in den übrigen Tagen des Jahres hält er sich zwischen zirka 0,8 und 5 $m^3 sec^{-1}$. Damit gewährt die Bavona eine gewisse Sicherheit in der Wasserführung, was sie zu einem ausbauwürdigen Fluß stempelt.

6. Charakteristik des Abflusses

Die Ausführungen über den Abfluß seien nochmals zu einer kurzen Charakteristik zusammengefaßt:

a) Der Abfluß der Bavona in Bignasco erreicht in 25 Jahren den Schwankungskoeffizient von 2,32. GYGAX kommt in der Magliasina auf einen Koeffizien-

ten von 2,9 innerhalb 6 Jahren. Für die gleiche Zeitspanne (1939 — 45) erreicht die Bavona sogar nur einen Wert von 1,7. Auch die Vergleiche mit den Angaben von WUNDT zeigen, daß die Jahresabflüsse der Bavona einen relativ kleinen Schwankungskoeffizienten aufweisen, wie dies für Flüsse in den Alpen als normal bezeichnet werden kann. Schnee und Gletscher erfüllen hier die Funktion von Speichern, die die Unterschiede zwischen nassen und trockenen Jahren wesentlich abschwächen.
Die Extremwerte der Jahresreihe 1929 — 1953 entstehen auf einem Maximum bzw. Minimum der allgemeinen Tendenz der Kurve. Diese langfristigen Schwankungen gehen wahrscheinlich Hand in Hand mit einer langfristigen Vorratsschwankung im Gebiet. Die Quell- und Nebenflüsse zeigen meistens nicht große Abflußschwankungen.

b) Die monatliche Verteilung der Abflüsse läßt die Charakteristik des Schneetypus mit dem Maximum im Juni und dem Minimum im Februar erkennen. Das Maximum wird akzentuiert durch das Niederschlagsmaximum im Juni. Die Quell- und Nebenflüsse entsprechen meist dem Schneetypus. Einzig der Riale d. Gh. Basodino (und evtl. die Bavona im Val Cavagnoli?) weist eine Verschiebung des Maximums gegen den Juli hin und damit eine Annäherung an den Gletschertypus auf. Im Hauptabfluß in Bignasco kommt dieser Typus aber nicht zur Geltung.

c) Charakter der täglichen Schwankungen:

— Im Frühsommer zeigen die Limnigraphenstreifen die typischen Schmelzwasserkurven (Abb. 35 ist eine Kopie der Limnigraphenaufzeichnung). Das Maximum wird in Bignasco zwischen 21 Uhr und 24 Uhr, das Minimum um 14 Uhr registriert.

— Die Hochwasserwellen zeigen zwischen Campo, San Carlo und Bignasco folgende Geschwindigkeiten:
17 km/h bei einer Menge von 145 — 170 m^3sec^{-1},
9 — 10 km/h bei einer Menge von 47 m^3sec^{-1}

IV. WASSERHAUSHALT

1. Die Beziehungen der Jahresresultate von N und A

Wir wählen als Vergleichsreihe die Resultate der hydrologischen Jahre 1947/48 bis 1952/53. Während dieser Zeitspanne besitzen wir sowohl vom Niederschlag wie auch vom Abfluß zuverlässige Werte. Vor 1947 fehlen uns ausreichende Niederschlagsmessungen, und nach 1953 wurde die Bavona in den Stollen nach Palagnedra-Verbano abgeleitet, so daß ihr Abfluß nicht mehr registriert wurde. Man kann sich weiter fragen, ob das hydrologische Jahr 1950/51 zu eliminieren sei,* weil damals eine große Anzahl von Totalisatoren nicht funktionierte. Wir haben aber bei der Besprechung der Niederschläge gesehen, daß wir genügend Bezugspunkte besitzen, um die N-Höhe dieses Katastrophenjahres einigermaßen rekonstruieren zu können. Wir werden zudem sehen, daß gerade dieses Jahr für den Wasserhaushalt seine Bedeutung hat. Es soll also nicht eliminiert werden. Vorerst interessiert uns nun, ob sich ein konstantes Verhältnis zwischen der Niederschlagshöhe und der Abflußhöhe erkennen läßt. Tragen wir die beiden Größen graphisch auf (Abb. 40), so erkennen wir, daß die Kurven annähernd gleich verlaufen. Einer Zunahme des N folgt offensichtlich eine entsprechende Zunahme des A. Allerdings können wir kleine Verschiebungen feststellen: Während der N des Jahres 1947/48 größer war als derjenige des Jahres 1951/52, steht das Verhältnis beim A umgekehrt. Wir können schon hier vermuten, daß die großen N des Jahres 1951/52 daran beteiligt sind, indem sie teilweise erst 1951/52 zum Abfluß kamen. Wir erhalten hiermit erstmals einen Hinweis auf die möglichen Vorratsschwankungen unseres Gebietes.
Betrachten wir noch die Differenz N-A, so erkennen wir auch hier eine gute Übereinstimmung mit beiden andern Kurven.
Nach dieser ersten groben Sondierung soll nun festgestellt werden, wie weit die beiden Größen N und A voneinander abhängig sind. Wir bestimmen den Korrelationskoeffizienten und erhalten 0,98, was eine überraschend gute Lage der Einzelpunkte in bezug auf eine Ausgleichsgerade erkennen läßt. Wir errechnen die Regressionsgerade und erhalten die Funktion

$$A = 0{,}673\,N + 111$$

Die Abb. 41 zeigt die graphische Darstellung dieser Funktion und die Lage der Einzelpunkte in bezug auf die Gerade. Das Bild zeigt deutlich, daß wir mit einer linearen Abhängigkeit des Abflusses vom Niederschlag rechnen können.
Wir geben zu Vergleichszwecken den mittleren jährlichen Abflußkoeffizienten (1947/48 — 1952/53) wieder: Er beträgt 72,3 Prozent, also praktisch gleich viel wie GYGAX in der Magliasina gefunden hat (72 Prozent). WITSCHI erhält für die Greina aus dem Mittel der Jahre 1946/47 — 1954/55 den Koeffizienten von 87,3 Prozent. Damit zeigt sich ein wesentlicher Unterschied im Wasserhaushalt des Bavona- und des Greinagebietes. Ob dabei der Bodenaufbau — hier Kristallingesteine, dort Muldengesteine — eine Rolle spielt, wäre noch näher zu untersuchen. Es kommt im weitern hinzu, daß für die Zeitspanne 1947/48 bis 1953/54 die Differenz N-A nicht gleich der Verdunstung zu setzen ist, sondern daß im allgemeinen in den 6 Jahren, namentlich aber 1950/51, eine Vergrößerung der Reserven stattgefunden hat. Deshalb dürfte der erwähnte Abflußkoeffizient für eine längere Jahresreihe etwas höher liegen.

2. Beziehungen der monatlichen und jahreszeitlichen Werte von N und A

Leider verfügen wir hier nicht über das Beobachtungsmaterial, das für eine zuverlässige Beurteilung der Verhältnisse wünschbar wäre. Die Abflußresultate können zwar als bestimmt angenommen werden. Die Niederschlagsresultate der einzelnen Monate aus unserem Gebiet sind aber zu unsicher. Für den Vergleich mit dem Monatsabfluß wurden deshalb sämtliche Monatswerte nach der Station Cevio errechnet. Die mittlere Jahresniederschlagshöhe unseres Gebietes wurde nach Prozenten der Station Cevio auf die einzelnen Monate verteilt. Wie Abb. 42 zeigt, lassen sich N und A eines einzelnen

* Wie dies R. WITSCHI (Diss. Bern 1957) getan hat.

Monates nicht durch eine einfache Beziehung ausdrücken. Trotzdem ergeben sich gewisse Gesetzmäßigkeiten auch hier, die aber nicht auf einzelne Monate, sondern auf die Jahreszeiten bezogen werden können.
Beim Betrachten der Abb. 42 erhält man zunächst einmal den Eindruck völliger Regellosigkeit in der Verteilung. Besonders die Niederschläge scheinen sich in kein Schema fügen zu wollen. Die Abflüsse dagegen zeigen die schon von vorher bekannte Ganglinie mit einem Maximum im Sommer (Juni-Juli) und einem Minimum im Winter. Diese Regelmäßigkeit überträgt sich bis zu einem gewissen Grade auf die Differenz N-A: Die hervorstechendsten Merkmale dieser Linie sind die negativen Werte, die hauptsächlich in den Monaten Mai, Juni und Juli auftreten. In der Regel wird also in diesen Monaten der Abfluß größer sein als der Niederschlag. Bilden wir die Mittelwerte aus unseren Beobachtungsjahren (Abb. 43), so treten die erwähnten negativen Werte noch deutlicher hervor: Im Juni überschreitet der Abfluß den Niederschlag um volle 128 mm und Juli noch um 85 mm. Während des ganzen übrigen Jahres bleibt die Differenz positiv, wobei das Maximum in den Wintermonaten liegt. Es soll nun untersucht werden, ob sich in der Verteilung von positiven und negativen Werten der N-A-Linie gewisse Gesetzmäßigkeiten herauslesen lassen. Wegleitend soll dabei eine Idee sein, die auch Prof. Gygax in seiner Vorlesung über Hydrologie wieder aufgegriffen hat. Es muß eine bestimmte Abhängigkeit zwischen dem Niederschlag im Winter und dem Abfluß im Sommer bestehen. Die Schneedecke, die nichts anderes als die Rücklage der meisten Winterniederschläge darstellt, schmilzt hauptsächlich in den Monaten April bis Juli ab und bewirkt so die oben erwähnte negative Differenz N-A im Sommer.
Wenn wir nun die beiden Größen Winterniederschlag und Sommerabfluß miteinander in Beziehung bringen wollen, so müsse wir diese Begriffe definieren. Nach Überlegungen und Berechnungen zeigen folgende Monatsgruppen die beste Korrelation:

Winterniederschlag = Summe N November — Februar
Sommerabfluß = Summe A April — Juli

Bringen wir diese beiden Größen miteinander in Beziehung, so wird für unsere Beobachtungsperiode der Korrelationskoeffizient ungenügend. Denn in den Sommerabflüssen wirken sich selbstverständlich auch alle die Niederschläge aus, die in den Sommermonaten fallen. Wir versuchen deshalb folgende Rechnung: Alle die Abflüsse, die auf Niederschläge der Monate April bis Juli zurückzuführen sind, müssen vom Sommerabfluß abgezählt werden. Damit erhalten wir den effektiv aus der Schneedecke stammenden Abfluß. Zur Bestimmung des aus den Sommerniederschlägen stammenden Abflusses verwenden wir den Abflußkoeffizienten. Unser Sommerabfluß A_s wird demnach so definiert:

$$A_s = \text{Summe } A_{4-7} - 72\,\% \; N_{4-7}$$

Die so erhaltenen Werte werden nun mit Winterniederschlag

$$N_w = \text{Summe } N_{11-2}$$

in Beziehung gebracht. Zwischen diesen beiden Werten wird nun die Bindung enger: Der Korrelationskoeffizient errechnet sich zu 0,93. Nun bilden wir die Regressionsgerade

$$A_s = 0{,}598 \; N_w - 172$$

Damit erhalten wir approximativ ein Maß, welcher Abfluß in den Sommermonaten allein aus der liegenden Schneedecke zu erwarten ist. Selbstverständlich kommt dabei eine gewisse Streuung der einzelnen Werte vor, wie dies auf Abb. 44 deutlich hervortritt. Allerdings ist es auch hier wiederum leicht, die Abweichungen zu erklären: In den Jahren 1947/48 und 1948/49 fällt A zu klein aus, weil das Schmelzwasser des Schnees aufgebraucht wird, um die Rücklagen aus der vorangehenden Trockenperiode zu äufnen. Ab 1950/51 sind die Vorräte im Boden größer und das Schmelzwasser kommt in vermehrtem Maße dem Abfluß zugut.
Obwohl der Korrelationskoeffizient k auf der kleinen Zahl von nur sechs Wertepaaren beruht, und daher mit einem großen Zufallsfehler behaftet ist, ist der Wert von k = 0,93 statistisch gesichert, wenn auch nur schwach. Die Wahrscheinlichkeit, daß k nur zufällig von Null verschieden ist, liegt zwischen 5 und 1 %. Unter Umständen kann eine solche Korrelation auch für die Technik von Interesse sein, indem man Ende Februar bereits über den zu erwartenden Sommerabfluß bis zu einem gewissen Grade orientiert ist.

3. Beziehungen zwischen kurzen, isolierten Niederschlägen und Abflußspitzen

Wir haben bis dahin die Niederschläge und auch z. T. die Abflüsse rein in ihren jährlichen und monatlichen Werten betrachtet. Damit haben wir aber einen wesentlichen Charakterzug im Wasserhaushalt unseres Gebietes übergangen: Das Niederschlagsregime der Südabdachung unserer Alpen wird gekennzeichnet durch kurze, aber meist sehr intensive Güsse, und die Folge davon sind Abflußspitzen, die im letzten Kapitel bereits kurz gestreift wurden. Die Beziehungen zwischen diesen Güssen und den daraus resultierenden Abflüssen sind sehr interessant und sie bildeten in letzter Zeit verschiedentlich den Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen. So hat GYGAX in der Magliasina eine große Anzahl von Hochwassern qualitativ und quantitativ mit den verursachenden Niederschlägen in Zusammenhang gebracht. Er hat ferner in einer nicht publizierten Spezialuntersuchung die Hochwasser vom 7./8. August analysiert, was auch THAMS getan hat. Auf der Nordabdachung der Alpen wurden eine Anzahl Hochwasserwellen im Gebiet des Murtensees vom Geographischen Institut in Bern untersucht, besonders im Hinblick auf die Meliorationsarbeiten. Alle die erwähnten Arbeiten zeitigten wertvolle Ergebnisse, und sie sollen z. T. nachher zitiert werden.
Diese Untersuchungen über die Beziehungen zwischen Güssen und den resultierenden Abflußspitzen erfordern aber ein genaues Beobachtungsmaterial:

— Aufzeichnungen der Limnigraphen,
— Registrierungen der Niederschläge durch mindestens einen im Gebiet aufgestellten Ombrographen.

Für unser Gebiet liegen die Limnigraphenstreifen aus Bignasco vollständig vor. Sie sind auf dem Eidgenössischen Amt für Wasserwirtschaft archiviert. Pluviographenaufzeichnungen existieren aber nicht, ja wir besitzen nicht einmal eine Station mit täglicher N-Messung. Wir können deshalb höchstens, wie das schon bei der Ermittlung der Monatswerte getan wurde, von der Station Cevio her auf die tägliche N-Höhe unseres Gebietes schließen, was aber schon an sich ein sehr problematisches Unterfangen ist. Die Ausgangslage für die Betrachtung der Zusammenhänge zwischen Güssen und

Abflußspitzen ist also denkbar ungünstig. Es wurde aber trotzdem versucht, ob sich mit dem vorhandenen Beobachtungsmaterial etwas machen läßt.

a) Zeitliche Verschiebung zwischen den täglichen Registrierungen der N-Station Cevio und den A-Spitzen in Bignasco: Bei dieser Untersuchung wirkt sich das Fehlen der Ombrographenstreifen besonders ungünstig aus. Eine N-Summe eines Tages kann auf so viele Arten interpretiert werden, daß ein exaktes Arbeiten unmöglich wird. Die Ergebnisse dieser Betrachtungen waren denn auch durchwegs negativ, d. h. es ließ sich in keinem Fall eine Zeitdifferenz zwischen Guß und Abflußspitze genau feststellen.

b) Der Abflußkoeffizient eines Gusses. Anhand von 5 isolierten Hochwasserspitzen aus den Jahren 1949 bis 1953 wurden Abflußkoeffizienten bestimmt. Dabei kamen folgende Zahlen zu Anwendung:

— Die Niederschlagshöhe ergab sich aus einer prozentualen Erhöhung der Werte von Cevio. Daraus wurde die N-Menge berechnet.
— Die vom Niederschlag verursachte Abflußmenge berechnete sich aus der Differenz der Abflußspitze und der Trockenwetterkurve. Die Abflußspitze wurde je nach dem Abfallen der Kurve über längere oder kürzere Zeit betrachtet.

Der Quotient der so definierten Werte für N und A ergibt:

Tabelle 19

Abflußkoeffizienten einzelner Hochwasser

Hochwasser	Abflußkoeffizient
3. — 10. 9. 49	28 %
7. — 12. 8. 51	29 %
17. — 21. 6. 52	36 %
22. — 27. 6. 53	42 %
18. — 21. 7. 53	28 %

Daraus errechnet sich ein mittlerer Abflußkoeffizient für isolierte Güsse von 34 %. Er ist nur für Sommerniederschläge gültig. Ob wir diesem Wert Vertrauen schenken dürfen, läßt sich nicht leicht beurteilen. Immerhin darf erwähnt werden, daß nur diejenigen Hochwasser zur Auswertung kamen, bei denen sich der Verlauf der Trockenwetterkurve und die Niederschlagsmenge mit einiger Sicherheit bestimmen ließen. Alle Hochwasser, die innerhalb einer längeren N-Periode auftraten, wurden nicht ausgewertet.

Zum Vergleich seien noch die Hochwasser-Abflußkoeffizienten aus der Literatur erwähnt:

— Für die Magliasina findet GYGAX 6,88 %. Dieser Koeffizient resultiert aus der Analyse vieler Hochwasser, die durch exakte Beobachtungen (Pluviographenregistrierungen) untermauert sind. Der verblüffend kleine Wert beruht auf dem hohen Rückhaltevermögen des Bodens.
— Im Murtenseegebiet ergab die Analyse von 23 winterlichen Hochwassern einen Abflußkoeffizienten von 75 %! Dies wird darauf zurückzuführen sein, daß der Boden dieses flachen Gebietes in der Regel stark gesättigt ist und daß deshalb das Niederschlagswasser keine Aufnahme mehr findet.

Die beiden Beispiele zeigen, daß die Abflußkoeffizienten für Hochwasserwellen sehr verschieden sein können. Die 34 % unseres Gebietes lassen sich ungefähr folgendermaßen begründen:

— Die obersten Partien enthalten weder Vegetation noch Lockermassen. Hier wird der Abfluß rasch erfolgen. Freilich dürfen wir das Rückhaltevermögen der Klüfte im Fels nicht außer acht lassen.
— Die Lockermassen des Talgrundes vermögen den raschen Abfluß aus den felsigen Gebieten ein wenig zu dämpfen. Wir erhalten damit einen Mittelwert zwischen den beiden oben erwähnten Extremen.

Zum Schluß wurde noch geprüft, ob der Abflußkoeffizient eines einzelnen Hochwassers vom Sättigungszustand des Bodens abhängig sei. Der Korrelationskoeffizient zwischen Abflußkoeffizient und Trockenwetterabfluß ist aber für die fünf verwerteten Hochwasser außerordentlich schlecht; 0,52! Wir dürfen aber trotzdem damit rechnen, daß eine gewisse Abhängigkeit besteht, aber es spielen noch andere Einflüsse mit hinein.

V. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

1. Die Methodik der Niederschlagsmessung im Hochgebirge ist noch nicht befriedigend gelöst. Die Fehlerquellen sind weitgehend bekannt:

— Windeinfluß,
— Gerinnung des Vaselinöls,
— Schneeverfrachtung und Einschneien,
— Deformation der Apparate.

2. Kontrollmessungen ergaben, daß die Registrierungen im Sommer viel zuverlässiger sind als im Winter.

3. Die Winter-Niederschlagsregistrierungen der Totalisatoren wurden durch den Schneevergleich überprüft. Die Abweichungen der Totalisatorwerte gegenüber dem Wasserwert der Schneedecke sind sowohl negativ wie auch positiv.

4. Die mittlere jährliche Niederschlagshöhe beträgt im Bavonagebiet 219 cm. Höchster Wert: Station Basodino (2655 m ü. M.) mit durchschnittlich 408 cm (1947 bis 1957). Niedrigster Wert: Station Bignasco (440 m ü. M.) mit durchschnittlich 165 cm (1947 bis 1957).

5. Der Jahresabfluß der Bavona zeigt einen Schwankungskoeffizienten von nur 2,32 innerhalb 25 Jahren.

6. Die jahreszeitliche Verteilung der Abflüsse weist den Schneetypus mit Juni-Maximum und Februar-Minimum auf. Anklänge an den Gletschertypus mit Juli-Maximum zeigt einzig der Riale d. Gh. Basodino.

7. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Hochwasserwellen nimmt mit der Abflußmenge zu. Sie beträgt zwischen Campo/San Carlo und Bignasco für zwei untersuchte Hochwasser 9 und 17 km/h.

8. Die Beziehung zwischen den Jahreswerten von N und A ist sehr eng (Korrelationskoeffizient = 0,98).

9. Der jährliche Abflußkoeffizient für die Periode 1947/48 bis 1952/53 beträgt 72,3 Prozent.

10. Der Abflußkoeffizient für isolierte Güsse (Mittel aus fünf Hochwassern) beträgt 34 Prozent.

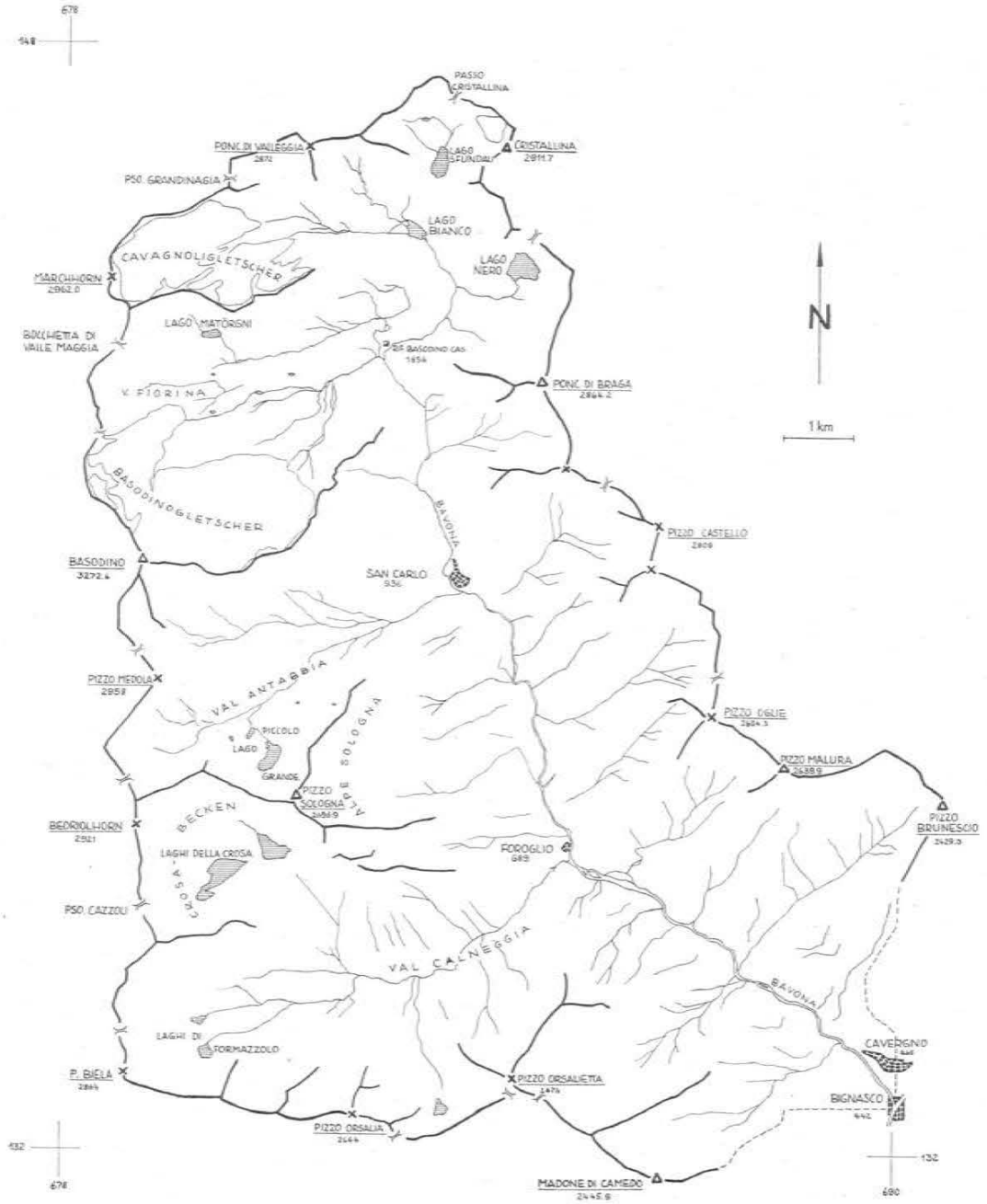

Abb. 1 Übersicht

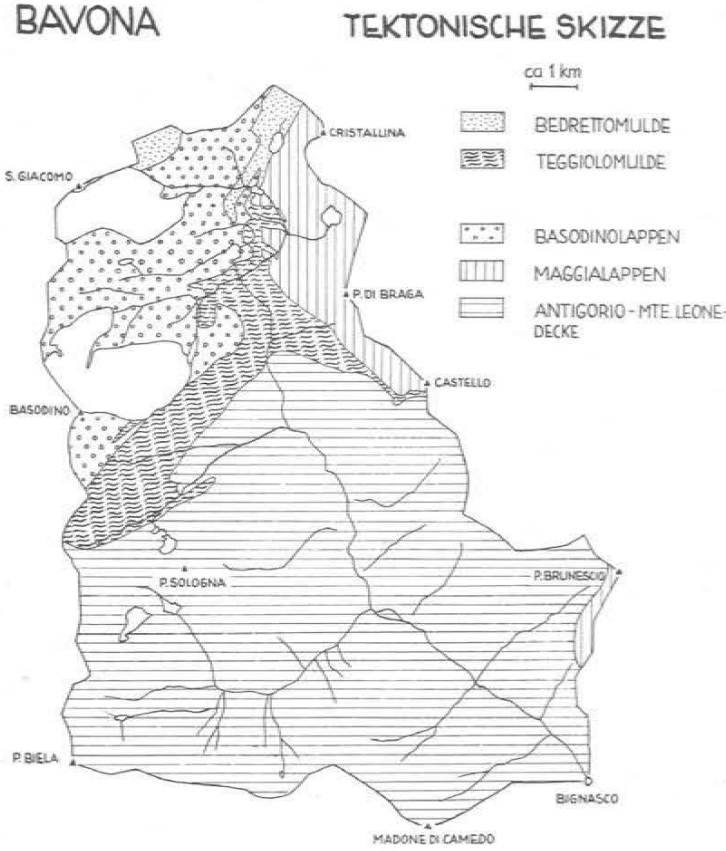

Abb. 2

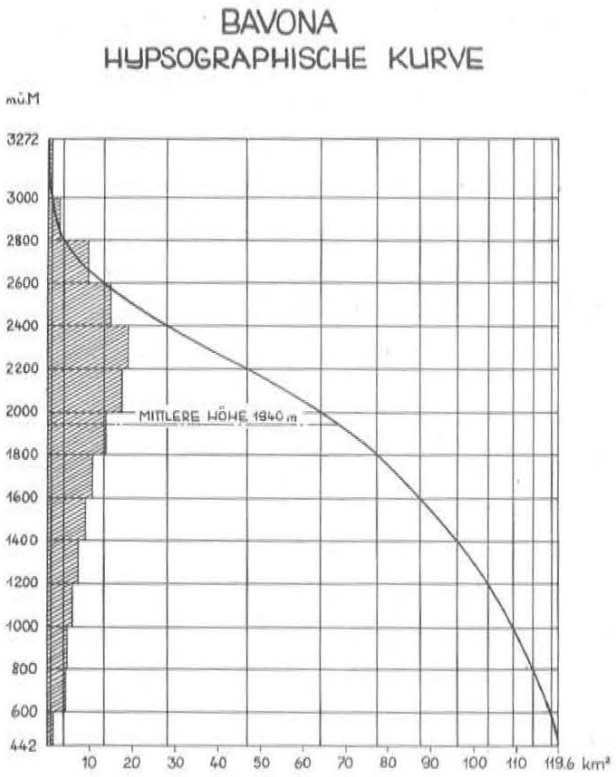

Abb. 3

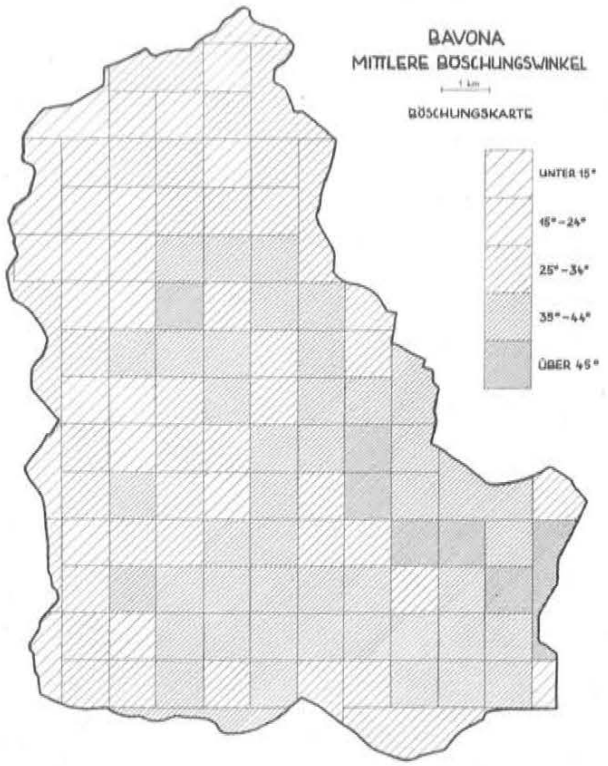

Abb. 4

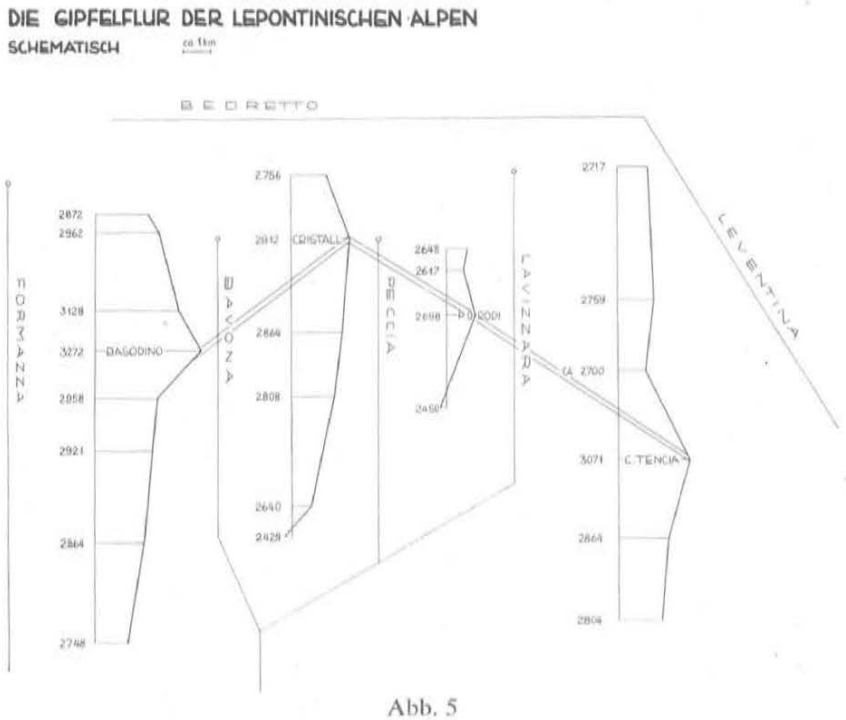

Abb. 5

GLETSCHERSTAND 1851
ORIGINAL NR 424, SIEGFRIED

Abb. 7

GLETSCHERSTÄNDE 1878 UND 1907
T.A. BLATT 495 BASODINO

Abb. 8

GLETSCHERSTÄNDE 1929 U. 1948/49
LANDESKARTE BLATT 265 NUFENEN

Abb. 9

Abb. 6

Abb. 10

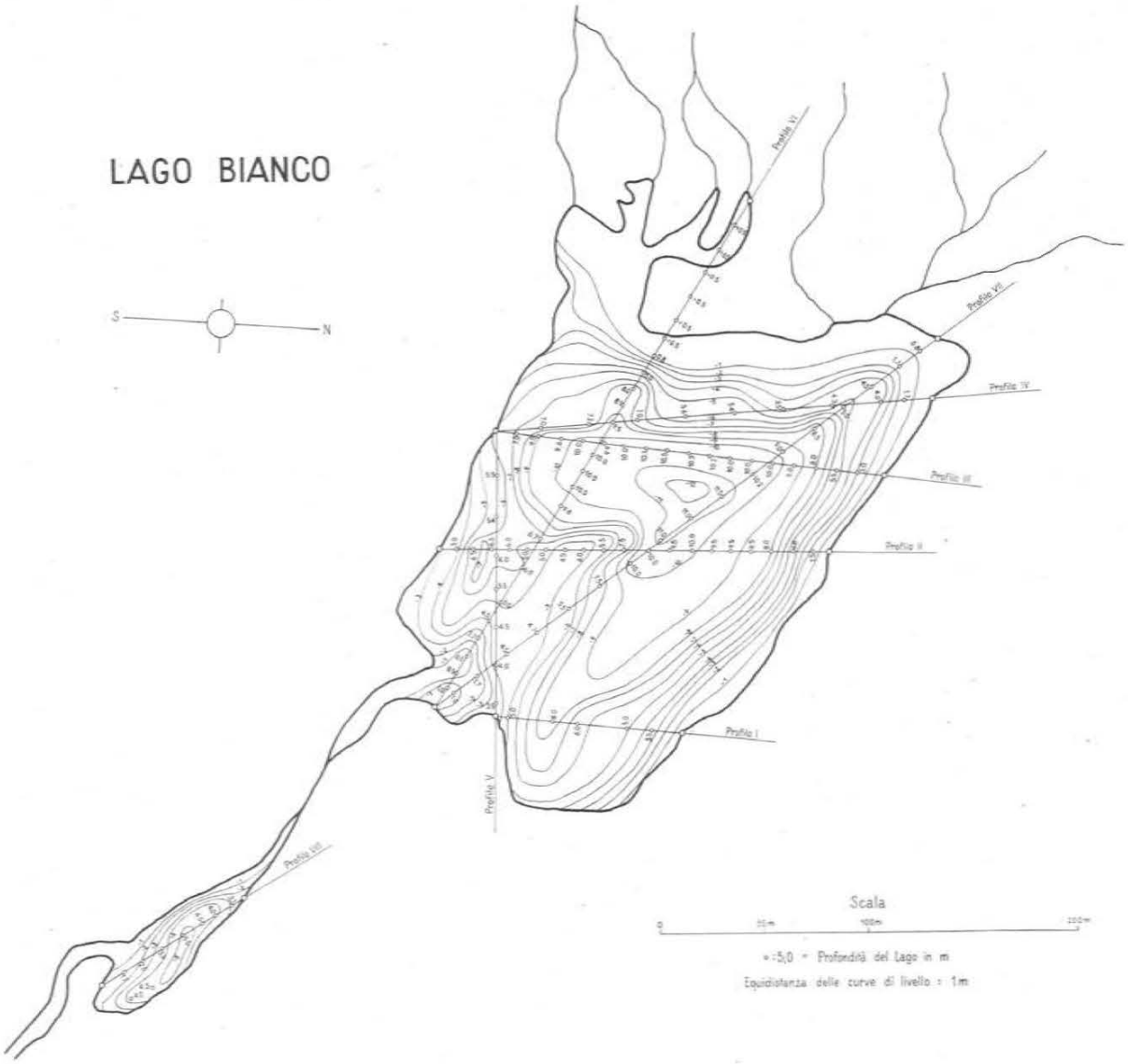
LAGO BIANCO
S
N
Profilo VI
Profilo VII
Profilo IV
Profilo III
Profilo II
Profilo I
Profilo V
Profilo VIII
Scala
0
50m
100m
200m
= 5,0 = Profondità del Lago in m
Equidistanza delle curve di livello = 1m

Abb. 11

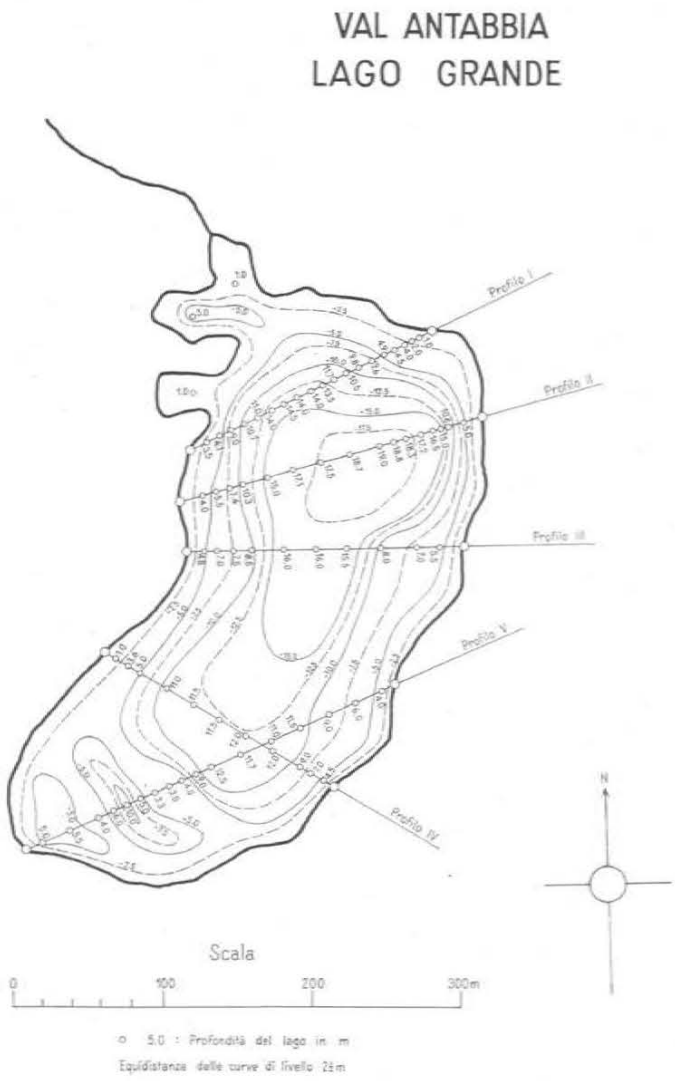
VAL ANTABBIA
LAGO GRANDE
Profilo I
Profilo II
Profilo III
Profilo V
Profilo IV
N
Scala
0
100
200
300m
o 5.0 : Profondità del lago in m
Equidistanza delle curve di livello 25m

Abb. 12

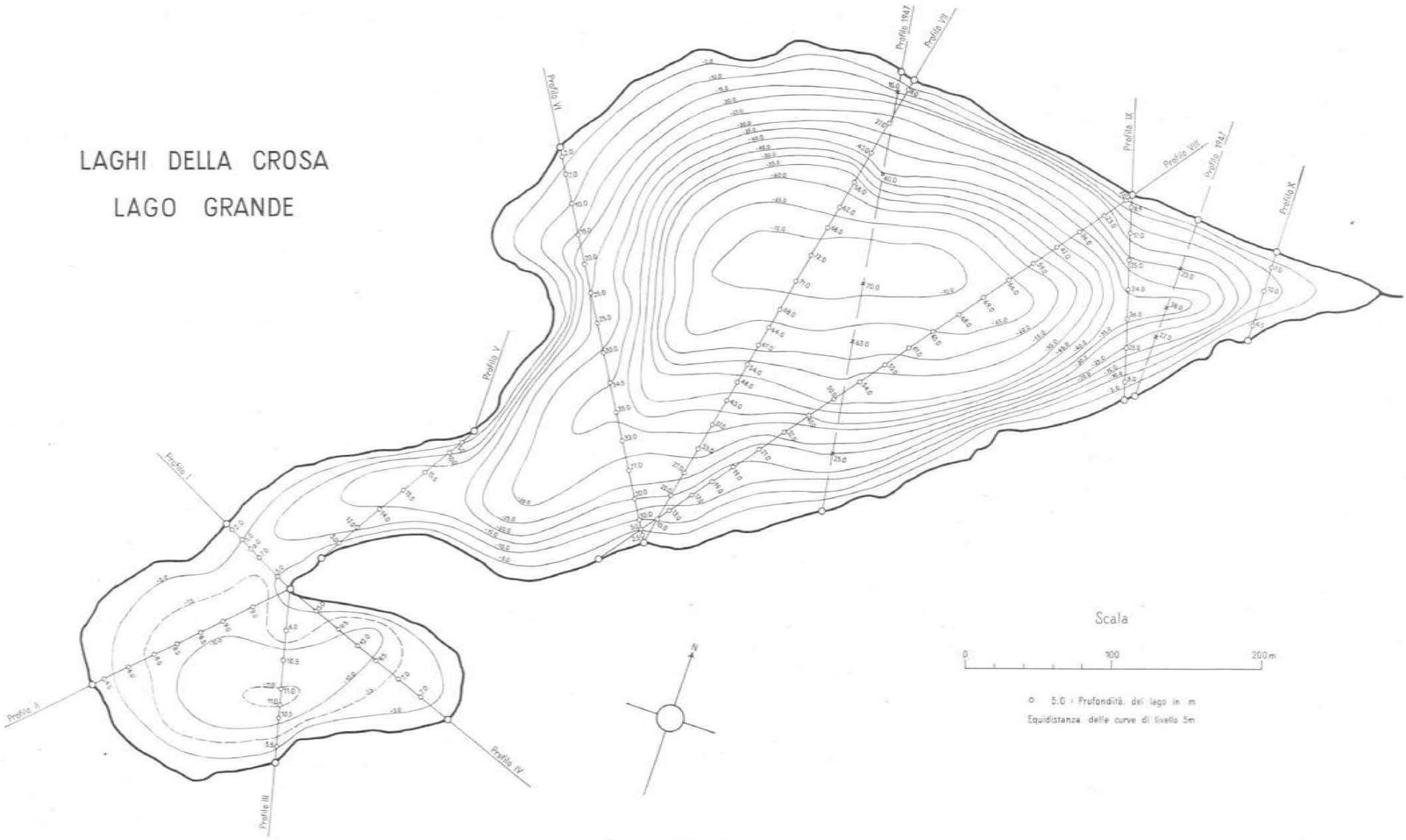
LAGHI DELLA CROSA
LAGO GRANDE
Profilo 1947
Profilo VII
Profilo VI
Profilo IX
Profilo VIII
Profilo 1947
Profilo X
Profilo V
Profilo I
Profilo II
Profilo IV
Profilo III
N
Scala
0
100
200 m
5.0 : Profondità del lago in m
Equidistanza delle curve di livello 5m

Abb. 13

Abb. 14

Fliegeraufnahme des kleinen Crosasees. Die große Störungslinie zieht sich vom Südufer Richtung SE gegen das Val Calneggia hinunter. (Photo ELT)

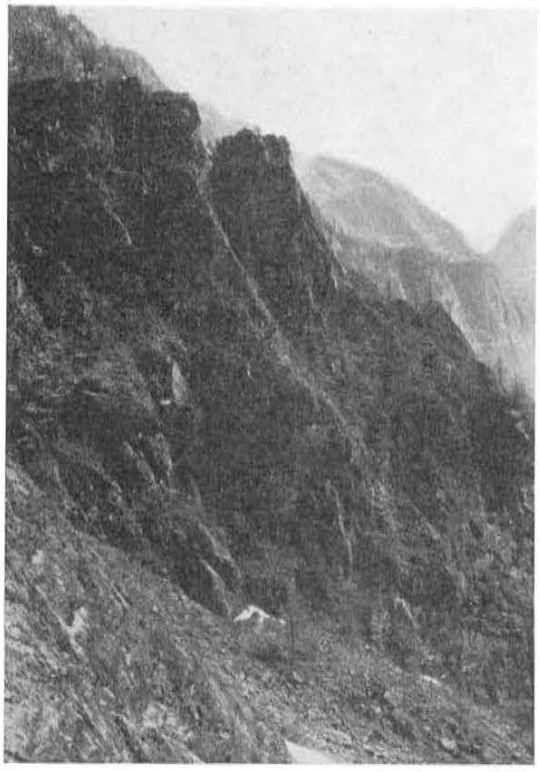

Abb. 15

Sackungsmasse der «Stia» von N gesehen. Deutliche Anzeichen von Hakenwerfen.

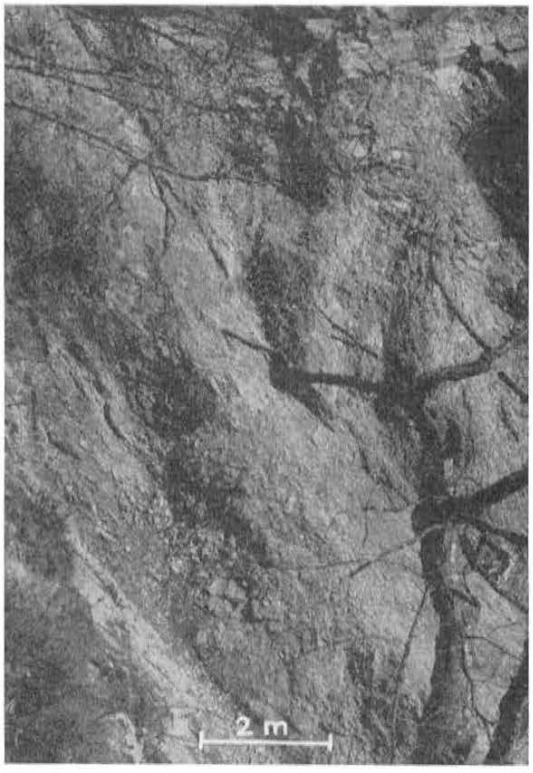

Abb. 16

Gesteinsmehlzone hinter Mti. di Cavergno dentro. Oben rechts intaktes Gneispaket.

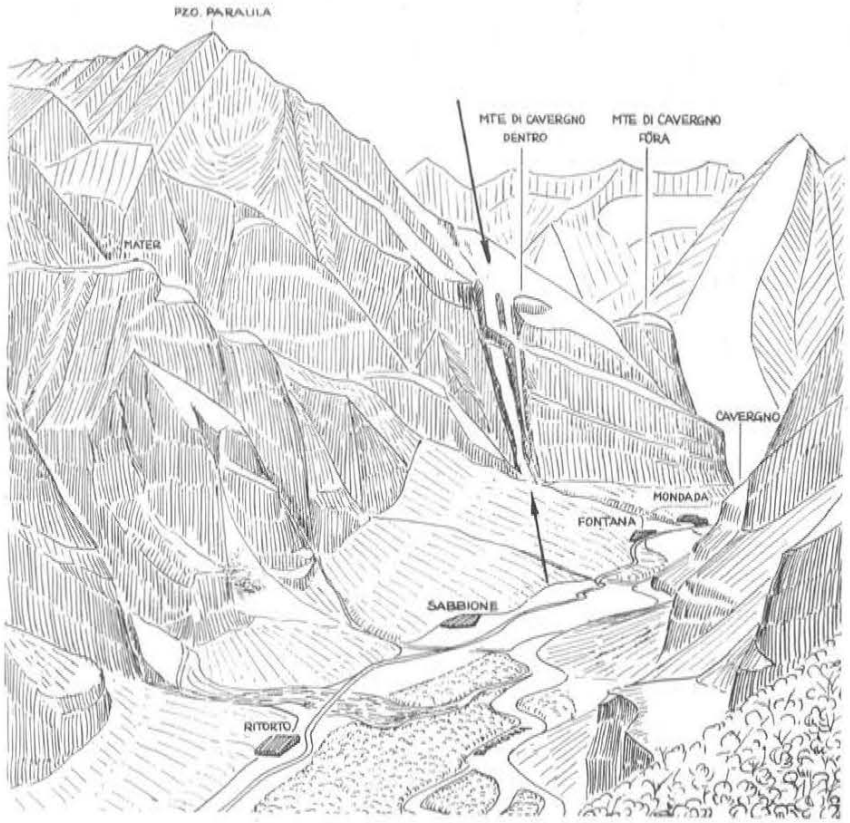

Abb. 17

Linke Talflanke des untern Bavonatales. Die Pfeile bezeichnen die große Bruchzone von Monti di Cavergno dentro.

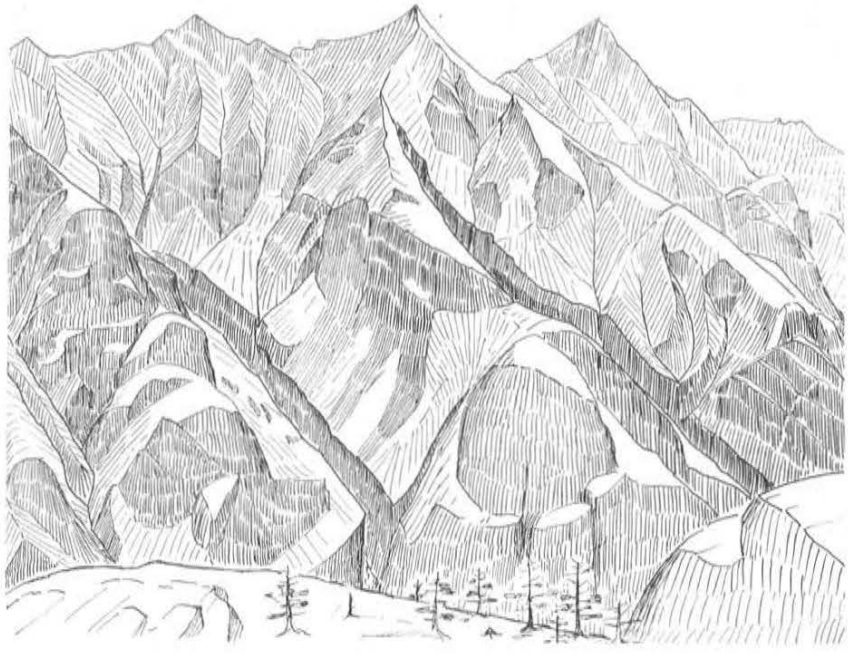

Abb. 18

Oglètobel (rechts) und Foioitobel (links) von Alpe Sologna aus gesehen. Die beiden Kerben, namentlich aber diejenige des Oglèbaches, verlaufen ganz widernatürlich zur alten Gratumrandung.

BRUCH-UND KLUFTZONEN
DIREKT AUFGESCHLOSSEN
VERMUTETE FORTSETZUNG
NUR MORPHOLOGISCH AUSGEPRÄGT
VERMUTETE FORTSETZUNG
N
1 km
CRISTALLINA
CAVAGNOLIGLETSCHER
RIF. BASODINO CAS
BASODINOGLETSCHER
BASODINO
SAN CARLO
VAL ANTABBIA
P. SOLOGNA
FOROGLIO
CROSA
PIZZO BRUNESCIO
VAL CALNEGGIA
BAVONA
CAVERGNO
FORMAZZOLO
P. BIELA
BIGNASCO

Abb. 19

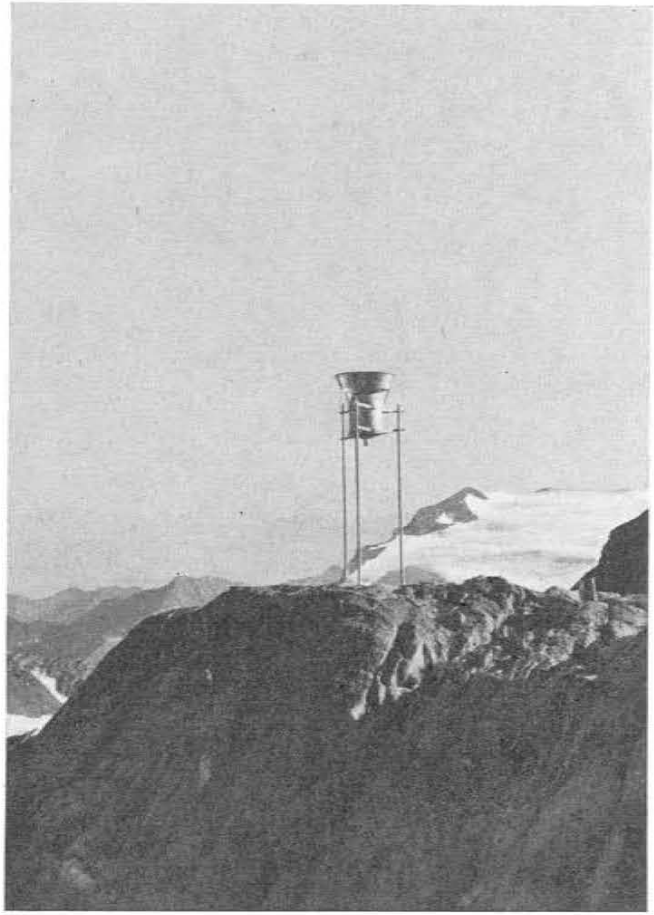

Abb. 20
Totalisator Sfundau

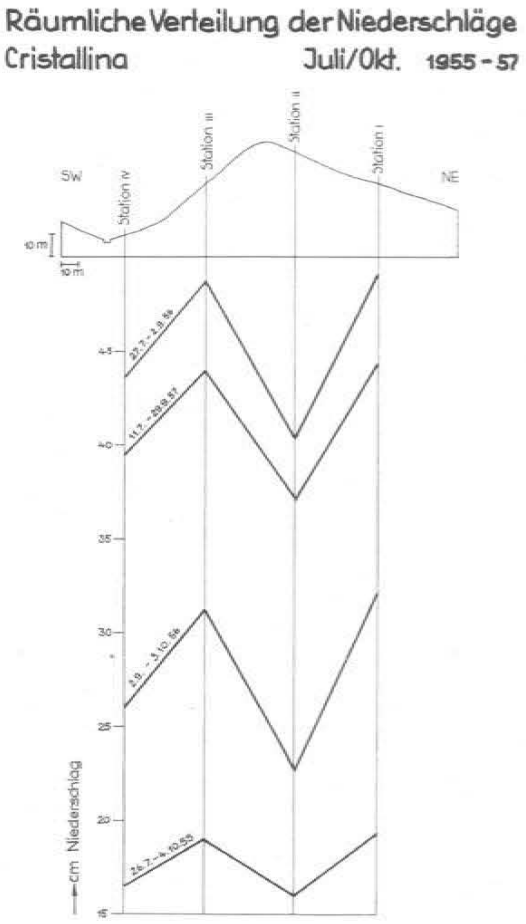

Abb. 22

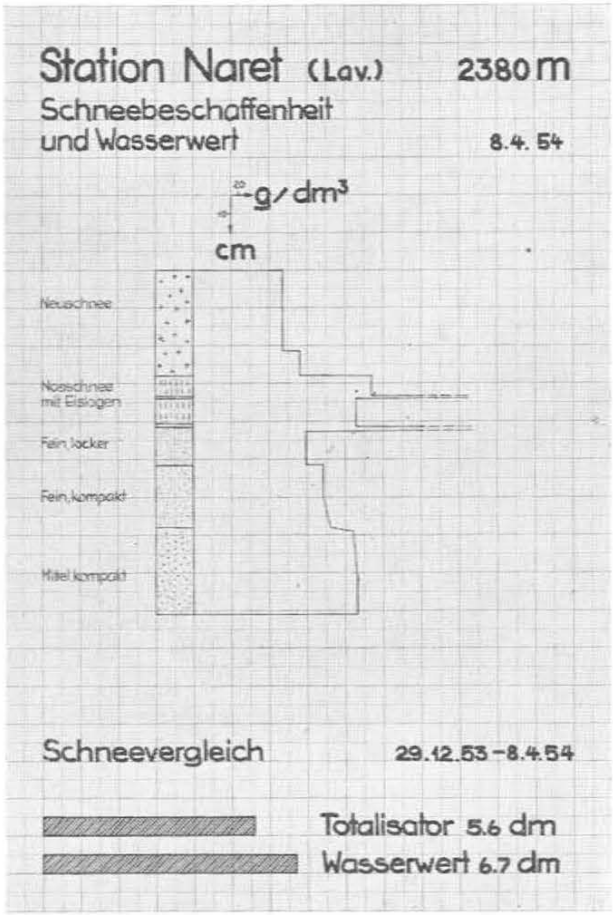
Station Naret (Lav.) 2380 m
Schneebeschaffenheit
und Wasserwert 8.4.54
g/dm³
cm
Neuschnee
Nassschnee mit Eislagen
Fein, locker
Fein, kompakt
Mittel kompakt
Schneevergleich 29.12.53 – 8.4.54
Totalisator 5.6 dm
Wasserwert 6.7 dm

Abb. 23

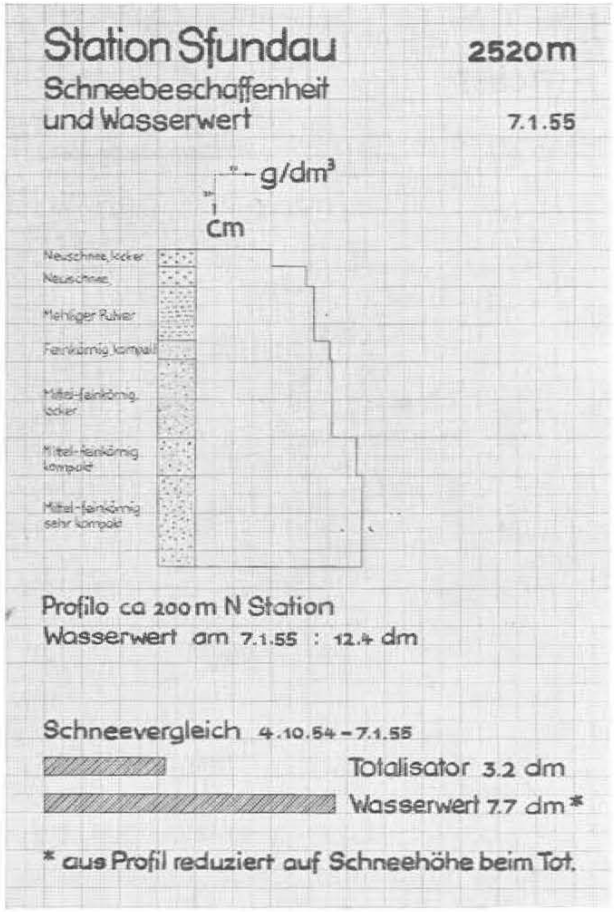
Station Sfundau 2520 m
Schneebeschaffenheit
und Wasserwert 7.1.55
g/dm³
cm
Neuschnee, locker
Neuschnee
Mehliger Pulver
Feinkörnig, kompakt
Mittel-feinkörnig, locker
Mittel-feinkörnig, kompakt
Mittel-feinkörnig, sehr kompakt
Profilo ca 200 m N Station
Wasserwert am 7.1.55 : 12.4 dm
Schneevergleich 4.10.54 – 7.1.55
Totalisator 3.2 dm
Wasserwert 7.7 dm*
* aus Profil reduziert auf Schneehöhe beim Tot.

Abb. 24

NIEDERSCHLAGSKARTE der Valle Bavona

Mittlere Höhe 1950 m

Mittelwerte 1947/48 - 1956/57

Niederschlagshöhe : 219,6 cm

Niederschlagsmasse: 267,9 Mio m^3

1947/48 - 1952/53

Abflusshöhe: 161,0 cm

Spez. Abfluss: 51,1 l $sec^{-1} km^{-2}$

Abflussmenge: 6,23 $m^3 sec^{-1}$

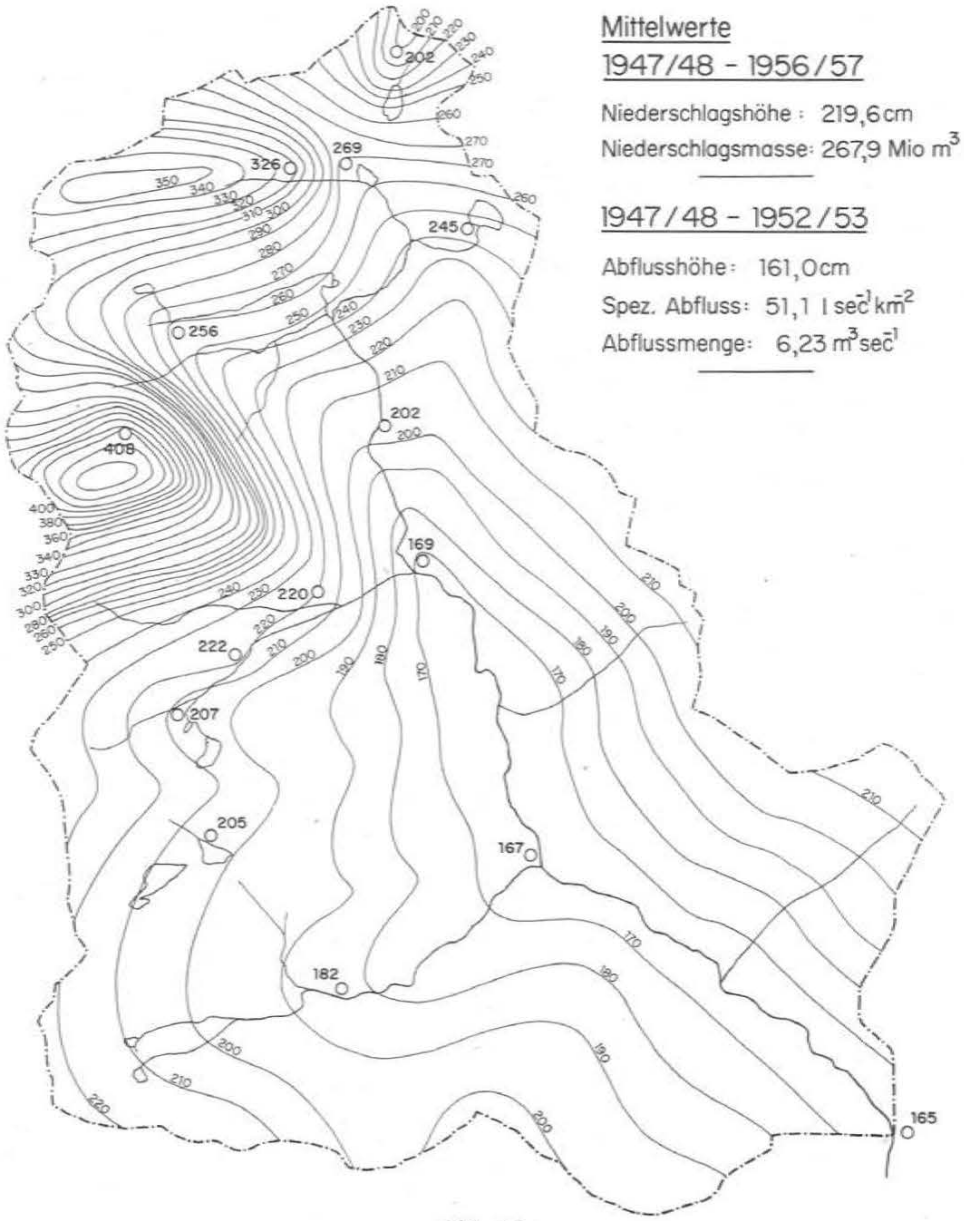

Abb. 25

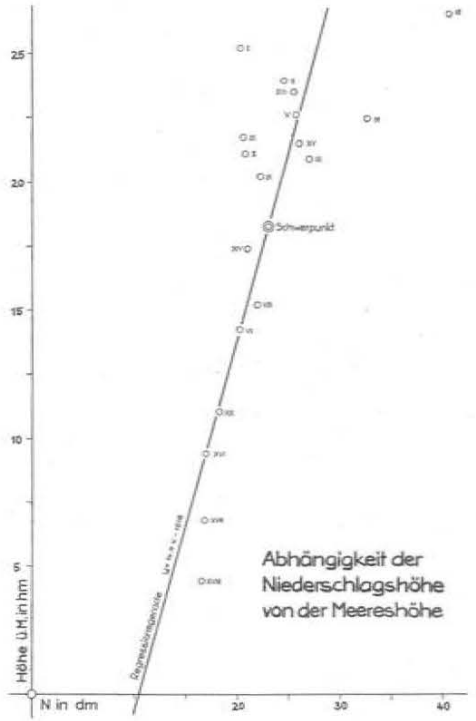

Abb. 26

Monatliche Niederschläge, Station Cevio
Mittelwerte 1929-56

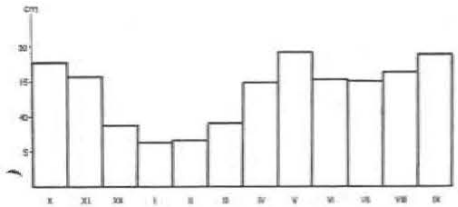

Abb. 27

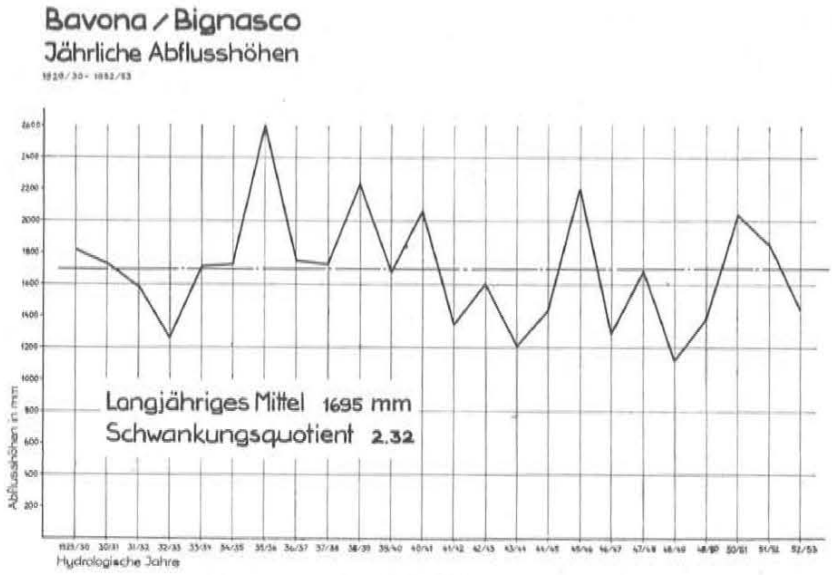

Abb. 29

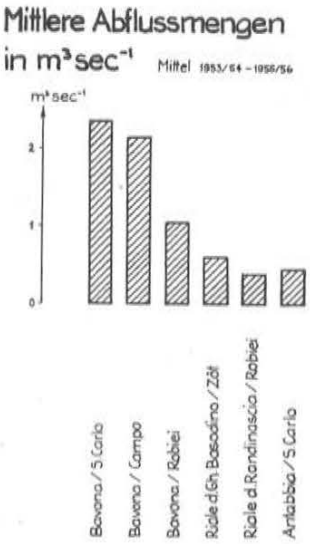

Abb. 31

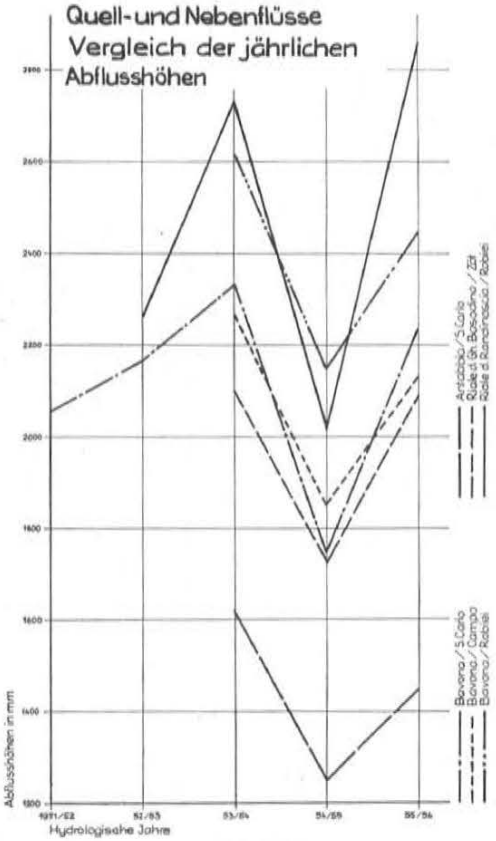

Abb. 30

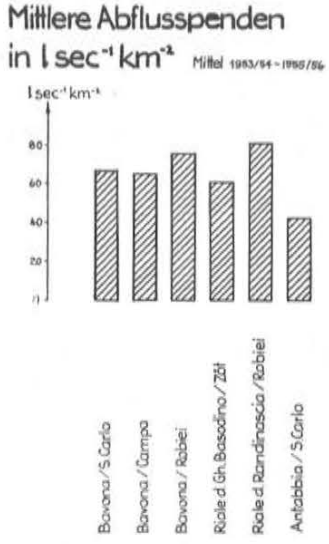

Abb. 32

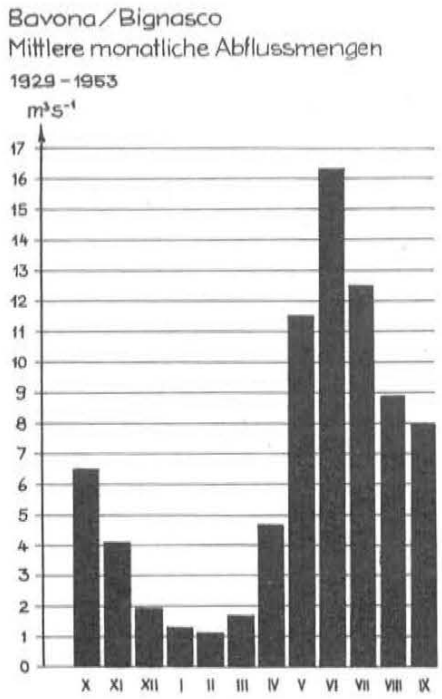

Abb. 33

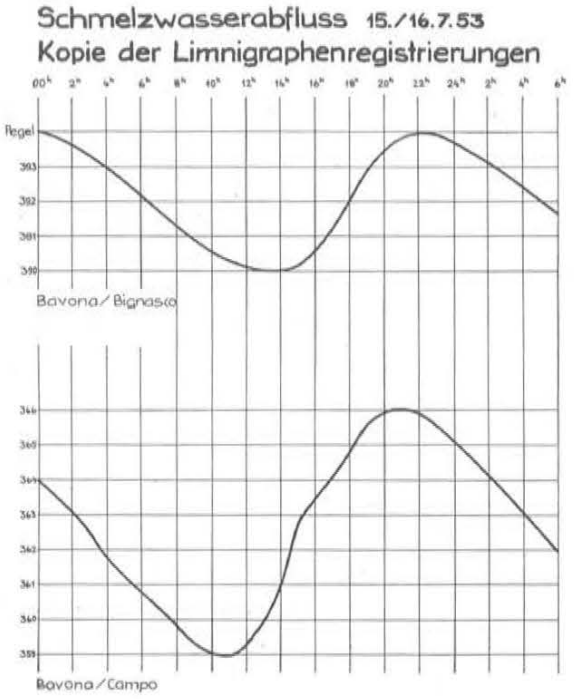

Abb. 35

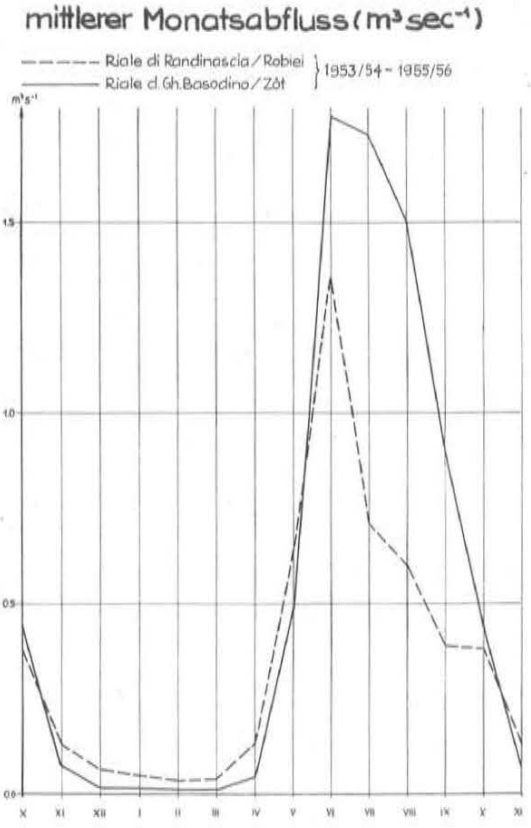

Abb. 34

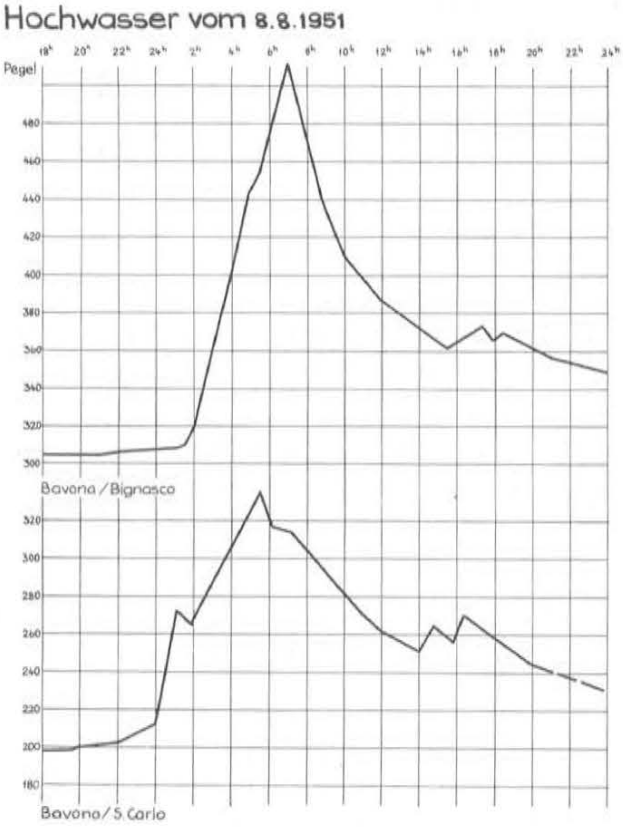

Abb. 36

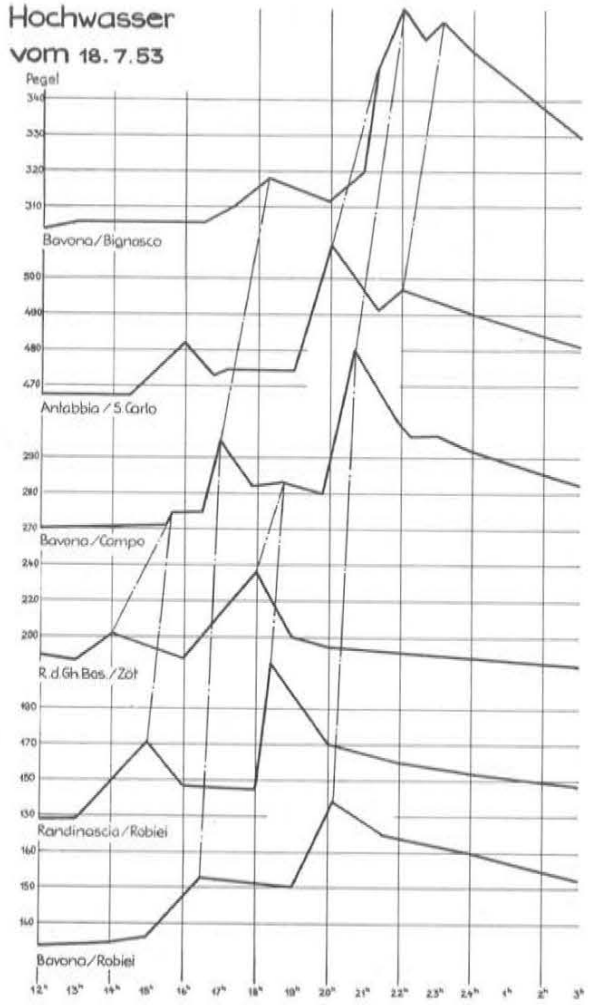

Abb. 37

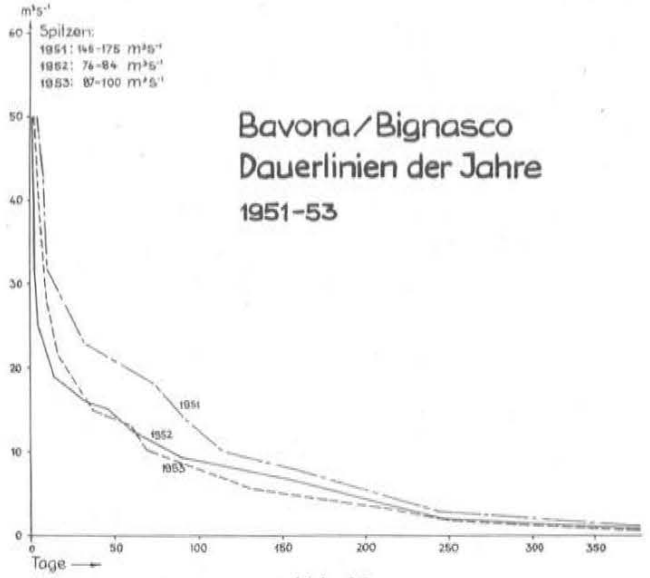

Abb. 38

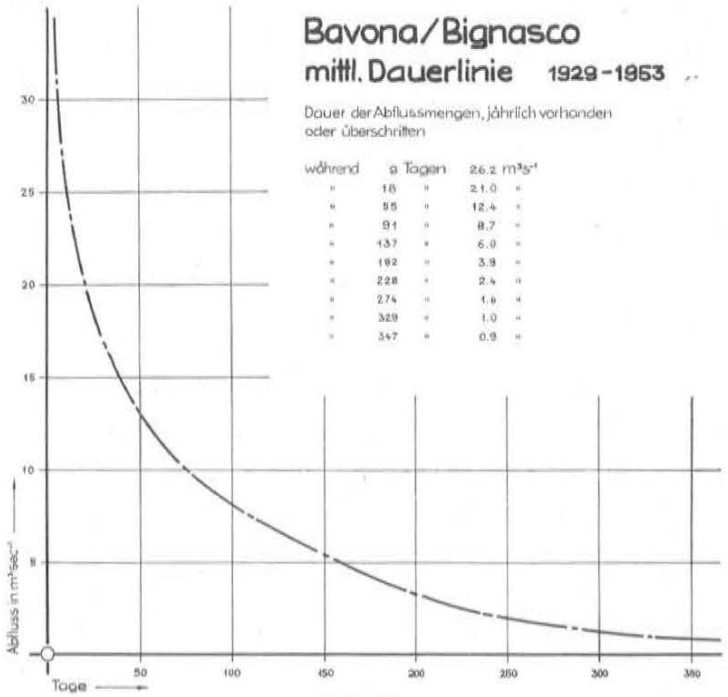

Abb. 39

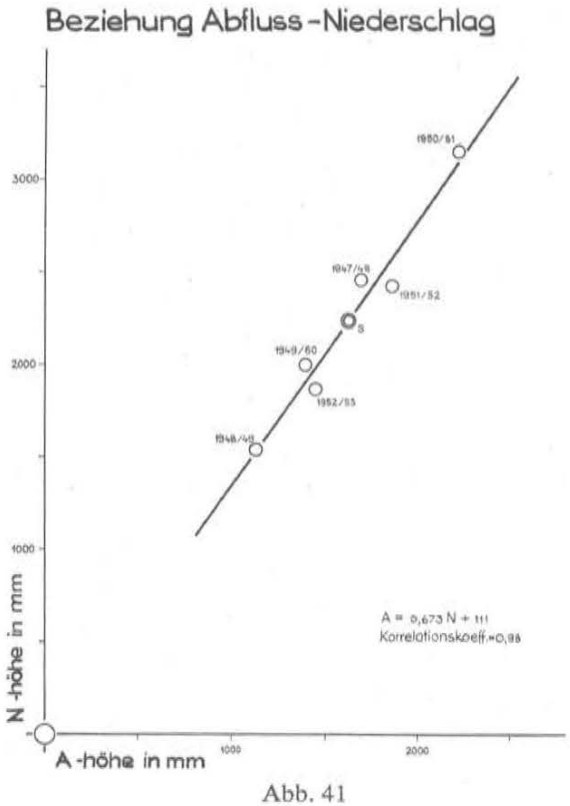

Abb. 41

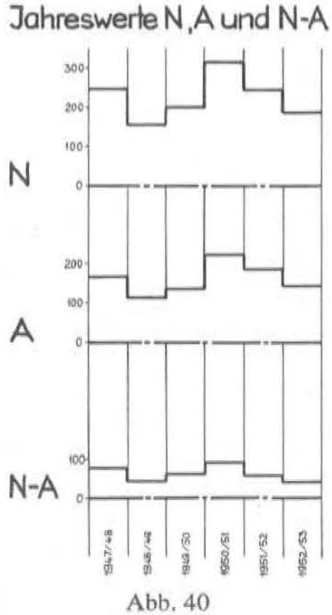

Abb. 40

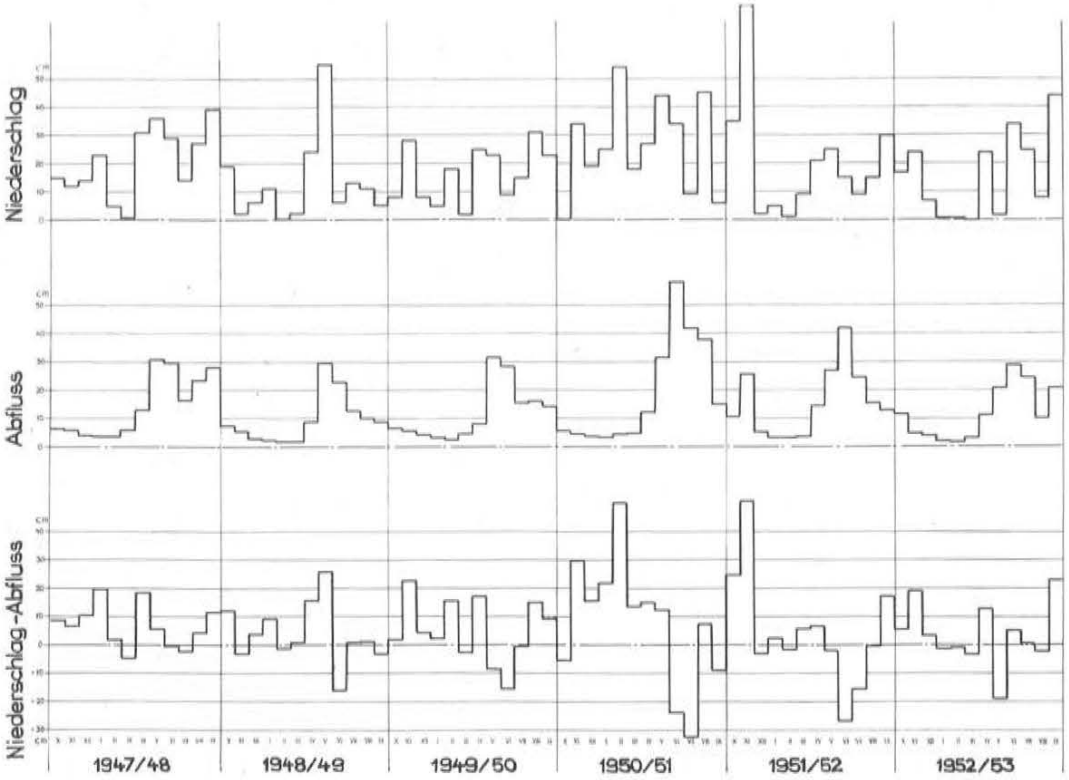

Abb. 42

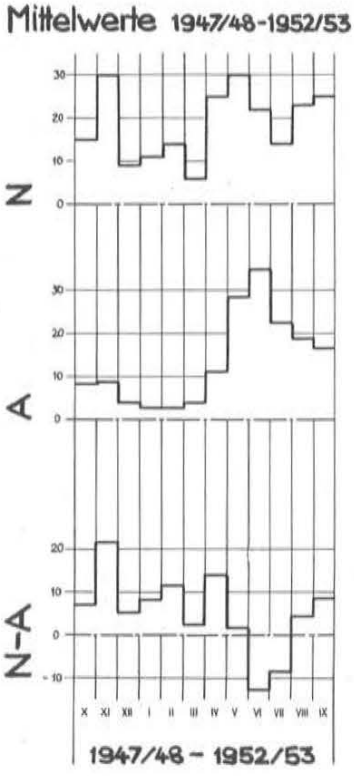

Abb. 43

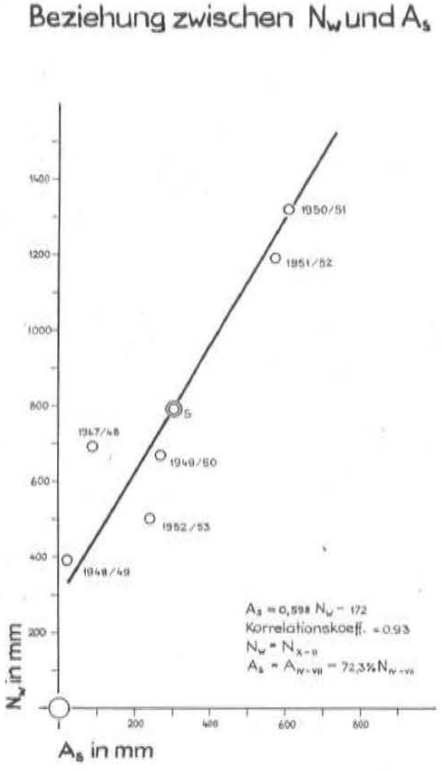

Abb. 44

LITERATURVERZEICHNIS

Amt für Wasserwirtschaft: Hydrographisches Jahrbuch.

ANNAHEIM H.: Studie zur Geomorphologie der Südalpen. Geographica Helvetica 1946.

BEARTH P.: Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. Ecl. Vol. 49, No. 2, 1956.

BECK P.: Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Ecl. Vol. XVI/XVII 1920/21.

BECK P.: Das Quartär, Geol. Führer der Schweiz, Fasc. I.

BECK P.: Über das schweizerische und europäische Pliocaen und Pleistocaen. Ecl. Vol. 26, No. 2, 1933.

BECK P.: Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen. Ecl. Vol. 31, No. 1, 1938.

BILLWILLER R.: Kurzfristige Klimaschwankungen und Stand der Alpengletscher. «Die Alpen», 33. Jahrgang 1957, 4. Quartal.

BRAAK C.: Influence of the wind on rainfall measurements Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch Institut Mededeelingen en Verhandlungen, Bd. 48.

BURCKHARDT C. E.: Geologie und Petrographie des Basodinogebietes. Schweiz. Min. und Petrogr. Mitt., Band XXII, Heft 1, 1942.

BURGER H.: Einfluß des Waldes auf den Stand der Gewässer. VI Mitteilung, Valle di Melera, Zürich 1955.

BURNS J.: Small scale topographic effects on precipitation distribution in San Dimas, 1952.

CADISCH J.: Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuern Forschung. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel, Band LIV, 1942 — 43.

CADISCH J.: Geologie der Schweizeralpen. 2. Aufl., Basel 1953.

CANALE A.: Geomorphologie der Valle Onsernone. Dissertation Bern 1957.

CAPPUS P.: Répartition des précipitations de faible superficie sur un bassin versant. La Houille Blanche 1957.

EKHART E.: Die Niederschlagsverteilung in den Alpen nach dem Anomalienprinzip. Geogr. Annaler 1948, S. 719 — 739.

EKHART E.: Zur Anomalienmethode. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Bd. IV, Serie B, 1953, S. 311 — 316.

ENGLER A.: Einfluß des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitt. der Schweiz. Zentralanstalt für das forstliche Versuchswesen, Zürich 1919.

EUGSTER P.: Beitrag zu einer Gefügeanalyse des Schnees. Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, 5. Lieferung.

FOREL - MERCANTON - RENAUD: Les Variations des Glaciers des Alpes Suisses, Rapports Annuels. Jahrbücher SAC und Zeitschrift «Alpen».

FREY K.: Beiträge zur Entwicklung des Föhns und Untersuchungen über den Hochnebel. Diss. Basel 1945.

GEIGER R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. 1927.

GENGE E.: Über eiszeitliche Ablagerungen im untern Simmental. Mitt. der Naturforschenden Ges. Bern, Neue Folge, 12. Band.

Geographisches Institut Bern: Beitrag zur Hydrologie der Hochwasserwellen im Einzugsgebiet des Murtensees. Bericht an das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft 1957 (unveröffentlicht).

GERBER ED. K.: Morphologische Untersuchungen im Rhonetal. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der ETH, Nr. 1, 1944.

GRÜNENFELDER M.: Erzmikroskopische Beobachtungen an den Goldquarzgängen von Gondo und Alpe Formazzolo. Beiträge zu Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Kleinere Mitteilungen Nr. 18.

GRUNOW J.: Probleme der Niederschlagserfassung und ihre Bedeutung für die Wirtschaft. Meteorologische Rundschau 1956.

GRÜTTER O.: Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel, Band XL, 1928 — 29, 1. Teil.

GÜNTHERT A.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggialappens. Diss. Basel, Zürich 1954.

GYGAX F.: Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca. Schweizer Geograph 1934/35.

GYGAX F.: Die Beziehungen zwischen N und A in den östlichen Vereinigten Staaten von Nordamerika (unveröffentlicht).

GYGAX F.: Die Hochwasserwellen vom August 1951 am Alpensüdfuß (unveröffentlicht).

GYGAX F.: Niederschlag und Abfluß im Einzugsgebiet der Magliasina. Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, 4. Lieferung.

HESS H.: Die Gletscher. Braunschweig 1904.

HOECK E.: Sur les mesures pluviométriques dans le bassin de la Baye de Montreux. 1948.

HOECK E. und THAMS J. C.: Zum Problem der Niederschlagsmessung. Geofisica pura e applicata, Milano, Vol. XIX, (1951) Fasc. 3 — 4.

HOFER F.: Über die Energieverhältnisse des Brienzersees. Beitr. zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, Lieferung 7, 1952.

JAECKLI H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Lieferung 36, Zürich 1957.

KASSER P.: La Repartition des precipitations des deux cotés d'une arête. No. 36 Association Intern. d'Hydrologie.

LARSSON I.: Structure and Landscape in western Blekinge, Southeast Sweden. Lund Studies in Geography. Ser. A. Physical Geography, No. 7, 1954.

LAUTENSACH H.: Die Übertiefung des Tessingebietes. Pencks Geographische Abhandlungen N. F. 1, Leipzig 1912.

LAUTENSACH H.: Die Seebecken der Tessiner Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Band IX, Heft 1, Dezember 1914.

LINSLY K. und KOHLER M.: Variations in Storm Rainfall over small areas, 1951.

LUETSCHG O.: Zum Wasserhaushalt des schweizerischen Hochgebirges. Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, 4. Lieferung, 1. Bd.

LYSHEDE J. M.: Hydrologic studies of Danish Watercourses. Folia Geographica Canica. Tom. VI, Kopenhagen 1955.

MERCANTON P. L.: Recherches de technique pluviométriques. Annalen der MZA, 1938 — 1945.

MZA Schweizerische: Annalen.

Maggiakraftwerke, Abt. Hydrometrie, Jahrbücher 1951 — 56 (unveröffentlicht).

NEHER J.: Schneeuntersuchungen im Gelände. Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, 3. Lieferung: Der Schnee und seine Metamorphose.

NERZ R.: Zur Ideengeschichte der Geographischen Quartärforschung im Überblick. Korrespondenzblatt der Geogr.-Ethnologischen Gesellschaft Basel, 5. Jahrgang, No. 2, Oktober 1955.

NIGGLI - PREISWERK - GRÜTTER - BOSSHARD - KÜNDIG: Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz N. F., 71. Lieferung.

NUSSBAUM F.: Über Talbildung in den Alpen. Jahrbuch SAC 1916.

NYDEGGER P.: Vergleichende limnologische Untersuchungen an sieben Schweizer Seen. Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, 9. Lieferung.

PAESCHKE W.: Experimentelle Untersuchungen zum Rauhigkeits- und Stabilitätsproblem in der bodennahen Luftschicht. 1937.

PONCELET L.: Sur la représentativité des stations pluviométriques.

PONCELET L.: Aperçu sur la variation séculaire des précipitations en Belgique, 1952.

PONCELET L.: La nouvelle installation pluviométrique de l'Institut Royal Météorologique de Belgique, 1952.

PONCELET L.: Sur le comportement des pluviomètres. Institut Royal météorologique de Belgique, Série A, 1959.

PREISWERK H.: Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, 26. Lieferung, 1. und 2. Teil.

PREISWERK H.: Die 2 Deckenkulminationen Tosa — Tessin und die Tessiner Querfalte. Ecl. XVI (1921).

ROTH R.: Über die Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß im Reußgebiet. Diss. Basel 1923.

RYCROFT H. B.: Random Sampling of Rainfall.

SCHÜEPP M.: Wolken, Wind und Wetter. Büchergilde Gutenberg, Zürich 1950.

SONDER R.: Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. Ecl. Vol. 31, No. 1, 1938.

STAUB R.: Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschrift der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Band LXIX Abh. 1, Zürich 1934.

THAMS J. C.: Die Hochwasser vom August und November 1951 am Alpensüdfuß der Schweiz. Zeitschrift Wasser- und Energiewirtschaft, September 1952.

TOLLNER H.: Wetter und Klima im Gebiet des Großglockners, Klagenfurt 1952.

UTTINGER H.: Die Höhenabhängigkeit der Niederschlagsmengen in den Alpen. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Bd. II, 1951, S. 360 — 382.

UTTINGER H.: Die Niederschlagsverhältnisse der Südschweiz. Annalen der MZA, Jahrgang 1945.

UTTINGER H.: Neue Mittel- und Extremwerte der wichtigsten klimatischen Elemente von einigen meteorologischen Stationen der Schweiz. Annalen MZA, Jahrgang 1945.

UTTINGER H.: Die Niederschlagsmengen in der Schweiz 1901 bis 1940, Band 2 des «Führers durch die schweizerische Wasser- und Elektrizitätswirtschaft».

Wasser- und Energiewirtschaft. Sonderheft Ticino, April/Mai/Juni 1953.

WICHT C. L.: Improvements in the Gauging of Rainfall 1944.

WICHT C. L.: Hydrological Researching in South African Forestry 1947.

WITSCHI R.: Morphologie und Hydrologie der obern Bleniotäler. Diss. Bern 1957 (Mikrofilm).

WOLSTEDT P.: Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa. Eiszeitalter und Gegenwart, 1954.

WUNDT W.: Gewässerkunde. Berlin/Göttingen/Heidelberg 1953.

ZINGG TH.: Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage. «Angewandte Pflanzensoziologie», Klagenfurt. Festschrift Aichinger, II. Band 1954.