**Zeitschrift:** (Der) Schweizer Geograph = (Le) géographe suisse
**Band:** 12 (1935)
**Heft:** 1

**Artikel:** Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca
**Autor:** Gygax, F.
**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-14552

**Nutzungsbedingungen**
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

**Conditions d'utilisation**
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

**Terms of use**
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

**Download PDF:** 12.07.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch**

# Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca.

Von F. Gygax, Herzogenbuchsee. (Schluss.)

Im oberen Talteil, gleich über Mti. di Pescunegro, liegt wahrscheinlich eine schon stark verschwemmte Endmoräne des diluvialen Redortagletschers. Reine Bergsturzschutthalden erkennen wir gegenüber Mti. di Vallegia (am Fuss der Talstufe), auf der Südseite des Zuccherо-Ostgrates und am Fuss der Felsregion auf der obersten Redorta- und Mugagliaalp. Diese letztere weist in über 1900 m Höhe ein kleines, beinahe gänzlich verlandetes Karseelein auf, das ringsum von anstehenden Felsen umgeben ist.

Das Längsprofil des Redortabaches lässt sich gut in zwei Abschnitte trennen, die in 1070 m Höhe zusammenstossen. Die Profillinie des unteren, 2¾ km langen Teilstückes ist von stetiger und langsam abfallender Form; Neigung 3½° oder 4% (Gebiet des übertieften Sohlentales). Der obere Teil weist zwei Stufen auf, die durch den schon erwähnten fast 2 km langen, relativ flachen Teil getrennt werden. Es beträgt die Stufenhöhe der unteren Stufe über 350 m (Mti. di Pescunegro), die der oberen maximal 250 m (Neigung 22%). Das sie trennende, flachere Teilstück besitzt ein Gefälle von 5,5%. Die obere Stufe weist in 1680 m Höhe (bis Pkt. 1710) deutlich eine Terrasse auf.

Auch in den nach der Siegfriedkarte konstruierten Querprofilen kommt die Trogform des Redortatales prächtig zum Ausdruck. Die beiden Profile 1050 und 950, die durch den unteren Talteil gelegt sind, zeigen deutlich die überaus steilen, nur schwach terrassierten Seitengehänge, während die im oberen Talgebiet konstruierten Profile keine solch ausgeprägte Trogform besitzen, sondern eher als gut geweitete Sohlentäler angesprochen werden können (die in der Natur schöne Trogform des oberen Redortatales kommt in Profil 1530 des kleinen Maßstabes wegen nicht zur Geltung).

Es ist nun gerade über den steilen Trogwänden des unteren Redortatales eine deutliche Gehängeverflachung wahrnehmbar, die besonders linksseitig gut gegeben ist, und die auf die schon erwähnte Terrasse in der oberen Talstufe (1680 m Höhe) ausklingt. Dieser Hangleiste gehört an links die kleine Terrasse der Mti. di Gangei (Pkt. 1572) (bei Pkt. 1622 ist die Verflachung vollständig abgetragen, gleich darüber kleinerer Bergsturz), die sich über Mti. di Valleggia in 1350—1400 m Höhe fortsetzt und gegen die Häusergruppe ob Sonogno, Pkt. 1252, ausstreicht. Am rechten Talhang erkennen wir dieselbe Verflachung in 1500 m Höhe über Mti. di Pescunegro (von diesen durch eine scharfe Gehängeversteilung getrennt) gegen Pkt. 1515 zu; über Pkt. 1279 ist das dieser Leiste angehörende Teilstück zum grössten Teil abgestürzt (wohl unterschliffen durch den eiszeitlichen Gletscher); erst gegen Rongee zu ist die Terrasse in über 1200 m Höhe wieder deutlich zu erkennen. In ihrem weiteren Verlauf geht sie ins Rongeetälchen hinein (1260 m) und ist dann in 1200 m Höhe am Talausgang über Sonogno ersichtlich als mässig schmale Verflachung.

Der diesen Leisten zugehörende Talboden (Sobriosystem) mag ein Gefälle von rund 7,2% aufgewiesen haben.

Es zeigt sich weiter, dass nur wenig unter dieser Sobrioverflachung im Talteil Pescunegro-Rongee eine schwache Talleiste erkennbar ist, die auf die Höhe des oberen Redortatalbodens-Pescunegro-Pkt. 1279 ausklingt. Auf dieser äusserst schmalen Terrasse liegt die Mündungsstufe des Rongeebaches in ungefähr 1100 m. An der linken Talflanke verschwindet dieses schmale Terrassenband schon über Mti. di Valleggia (unterschliffen).

Deutlich setzt über dem oben beschriebenen Sobriosystem eine Gehängeversteilung ein, die in 1600—1800 m Höhe wieder in eine Verflachung übergeht, die das Lautensachsche Bedrettosystem andeutet. Diesem gehört an die eigentliche Trogplatte, Alpe di Redorta (bis Pkt. 1985), von wo aus die Gehängelseite gegen Alpe Starlarescio (Pkt. 1910) verläuft; durch den Gangeibach ist ein Teil der Trogschulter gänzlich abgetragen worden; erst weiter östlich ist sie wieder deutlich zu erkennen in 1740—1800 m Höhe (über Pkt. 1622) und über Sonogno, Pkt. 1661, Alpe di Cognone; auf der rechten Talseite gehört die mehrere Rundbuckel aufweisende Alpe di Mugaglia (Pkt. 1709, 1788, bis in 1920 m Höhe) dem Bedrettosystem an, und der ebenflächige Kamm unter der Cima di Cortedo gibt uns die Fortsetzung des Systems in die Alpe Cortede (in 1680 m Höhe) an. Ueber Sonogno erkennen wir die Verflachung wieder am Fuss des Nordostgrates des Pizzo Cassagno in rund 1500 m Höhe als gut erhaltene, breite Terrasse, die stufenlos in die entsprechende Terrasse des Haupttales übergeht.

Die Bedrettoterrasse wird im oberen Talteil meistens durch Schliffbord oder Schliffkehle von der wieder ansetzenden Gehängeversteilung begrenzt. So ist die höchste Schliffkehle über Starlarescio in 2000 m Höhe deutlich ersichtlich; in derselben Höhe erkennen wir eine Schliffkehle am Ostgrat des Mte. Zucchero, eine weitere am Fusse der Cima di Cortedo in 1970—2000 m Höhe und linksseitig in der oberen Alpe di Cognone in 1950 m Höhe.

Schwieriger ist es, Terrassen des Pettanettoniveaus in der Val Redorta festzustellen. Höchste Terrassen, die dem erwähnten System angehören, sind erhalten im Redortatalschluss in 2160 m Höhe; in derselben Höhe erkennen wir die prächtige oberste Verflachung der Mugagliaalp, dann in der obersten Alpe di Cortedo in über 1800 findet sich die entsprechende Verflachung vor und eine weitere unter der Cima di Cognone in 2000 m Höhe.

## ZUSAMMENFASSUNG UND DIE ALLGEMEINEN RESULTATE.

### *Allgemeine Uebersicht der Talsysteme.*

Nach der etwas ermüdenden Aufzählung all der Einzelerscheinungen wollen wir nun versuchen, die verschiedenen Talsysteme zu rekonstruieren. Wir haben erkannt, dass sich im allgemeinen drei

übereinander liegende Gehängeleisten vorfinden, die wir in Uebereinstimmung mit Lautensach als Sobrio-Bedretto- und Pettanettosystem bezeichnet haben.

Durchschnittlich am besten erhalten sind die Terrassen des Bedrettosystems, die Trogschultern, insbesondere gegen die Talschlüsse zu, wo sie die Trogplatten bilden.

In einem Vertikalabstand von durchschnittlich 350 m unter den Trogschultern liegen die zum Teil gut erhaltenen Sobrioverflachungen. Wir haben weiter gesehen, dass die Terrassen dieses Sobriosystems im allgemeinen auf eine im heutigen Längsprofil vorhandene Stufe ausklingen und somit den über der Stufe gelegenen Talboden talauswärts fortsetzen. Damit wird die vorhandene Talstufe als Endglied der folgenden Eintiefungsfolge bestimmt.

In einem Vertikalabstand von ungefähr 450 m liegen über den Trogschultern die Verflachungen des obersten Talsystems, des Pettanetto- oder Hochflurensystems (Fels), die oft weite, karähnliche Bildungen darstellen.

*Das rezente Längsprofil* der Verzasca zeigt, wie schon bemerkt, eine gut ausgeglichene Form. Zwei kleinere Gefällsunregelmässigkeiten liegen vor: Die Konfluenzstufe (zugleich Bergsturzriegel) südlich Brione und die über 200 m hohe Talstufe von casa nuova im Vigornessotal. Diese letztere stellt, wie in der Einzelbeschreibung gezeigt, das allerdings glazial modifizierte Endstück der vorletzten Eintiefungsfolge dar; die Sobrio-Terrassen klingen auf den über der Stufe gelegenen Talboden aus.

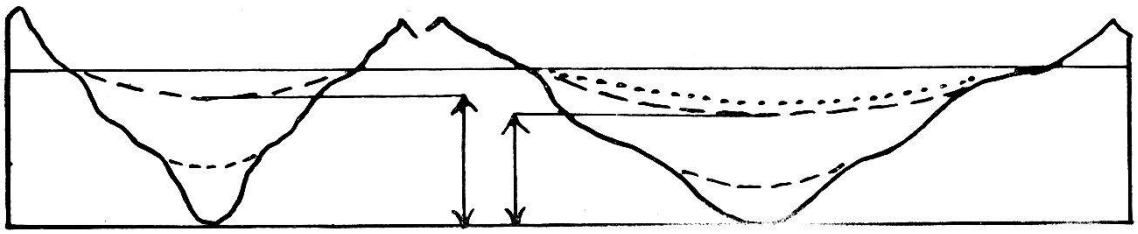
Vergleichen wir nun die aus den Querprofilen konstruierten Längsprofile der alten Talböden mit dem heutigen Längsprofil, so lässt sich eine in weitgehendem Masse herrschende Uebereinstimmung feststellen: Der Talboden des Sobriosystems liegt durchschnittlich 150 m über der heutigen Talsohle; er besitzt eine völlig ausgeglichene Form und bildet mit dem Endstück der Längsprofillinien eine schöne Erosionsterminante (Längsprofil Nr. 1 und 2, Tafel VIII). Dasselbe ist auch für die Seitentäler der Fall; auch in ihnen zeigt sich je eine höhere Talstufe, die sich entsprechend der Stufe im Vigornesso als eine ins Tal hinein zurückverlegte Mündungsstufe nachweisen lässt.

Ebenfalls gut ausgeglichen ist der Talboden des letzten, nach Lautensach präglazialen Talsystems (Bedrettoniveau), der im Mittel 300 m über denjenigen des Sobrioniveaus zu liegen kommt. Das Längsprofil des Pettanettosystems aber weist von Lavertezzo an talauswärts eine beträchtliche Gefällszunahme auf. Liegt dieser Talboden des Hochflurenniveaus im Talteil oberhalb Lavertezzo 330 bis 350 m über dem des Bedrettosystems, so nähert er sich gegen den Talausgang zu um 150 Meter dem Bedrettoboden.

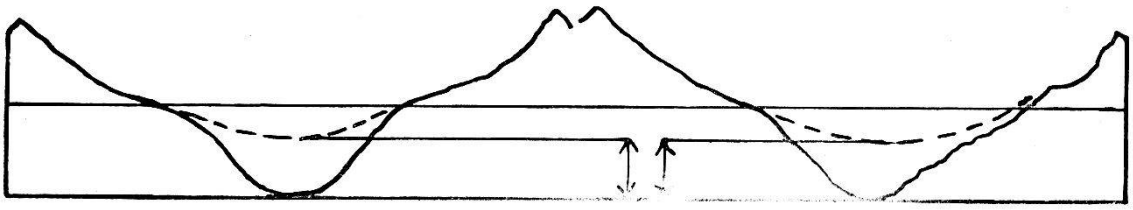
Daraus könnte man nun schliessen, dass die Pettanettotalanlage ein gegen die heutige Ebene von Magadino zu beträchtlich grösseres Gefälle aufgewiesen hätte, als im Innern des Verzascagebietes. Es handelt sich aber hier m. E. um eine

Erscheinung, die bedingt ist durch die Art der Konstruktion dieser alten Talböden, und die leicht zu falschen Schlüssen führen kann (jedenfalls liegt hier eine Fehlerquelle vor, über die man sich stets Rechenschaft geben muss). Es senken sich, wie aus der Einzelbeschreibung ersichtlich ist, die Pettanettoterrassen stetig vom Innern gegen den Talausgang zu, aber durch den bedeutend grösseren Querschnitt des unteren Talteiles liegen sie weiter auseinander als im oberen Talteil oder in den ohnehin schmalen Seitentälern. Zeichnet man dann mit einem « durchhängenden Seil » den (höchst problematischen) entsprechenden Talboden ein, so erkennt man sofort, dass in dem Masse wie die horizontale Entfernung der beiden Terrassen wächst, der resultierende Talboden tiefer zu liegen kommt.

Es ist aber wenig wahrscheinlich, dass das Pettanettosystem diese Gefällszunahme im unteren Teil aufgewiesen hatte. Es sind demnach vielmehr die Pettanettoterrassen im unteren Teil durch eine nur ganz schwach gekrümmte Linie miteinander zu verbinden; auf diese Weise gelangt man zu grösseren absoluten Höhen und damit zu einem stetigen Verlauf des rekonstruierten Talbodens.



Umgekehrt kann diese Darstellungsmethode auch kompensierend wirken und aufeinanderfolgende Terrassen, die relativ in verschiedener Höhe liegen, als einem einzigen Talsystem angehörend bezeichnen. Häufig bricht ein Gesimse plötzlich ab, und die Fortsetzung liegt als kümmerliche Terrasse bedeutend höher und weiter zurückverlegt; diese Konstruktionsart führt aber gleichwohl zu einem einheitlichen Talboden:



Aus der Einzelbetrachtung heraus hat sich weiter ergeben, dass alle grösseren Seitentäler mit Stufen von 20—800 m Höhe ins Haupttal einmünden, und dass diese alle deutlich trogförmig gestaltet sind. Die Grösse der Mündungsstufe ist, wie oben bemerkt, sehr verschieden. Eine kleine Mündungsstufe besitzen die Seitentäler, die entweder ein relativ grosses Einzugsgebiet haben (Tal des Lavertezzobaches, Osolatal), oder die eher ein wildbachähnliches Gepräge aufweisen und deren Vergletscherung keine namhafte gewesen sein konnte (Corippotal, Portatal). Bei kleinerem Einzugsgebiet und verhältnismässig kleinem Volum der Seitentäler werden die Mündungsstufen grösser (Val Motto, Val d'Efra); die grösste Mündungsstufe besitzt das Orgnanatal (810 m), das uns den Uebergang zu den tief in die Bergflanken hineingelegten Karformen gibt (Alpe d'Eva, Alpe Cima il Motto). Stufenlos, mit ausgeglichenem Längsprofil münden nur reine Wildbäche, kleine, rein fluviatil angelegte Tälchen ins Haupttal (Cazzabach, Bach südlich Bartolomeo, Wildbäche bei Gerra).

Analoge Verhältnisse lernten wir auch kennen bezüglich des Sobriosystems. Es liegen die Sobrioleisten der Seitentäler höher als die des Haupttales; es besteht, wie in der Einzelbeschreibung gezeigt wurde, genau dieselbe Abhängigkeit zwischen Stufenhöhe und Grösse des Seitentales, wie es für das heutige System erkennbar ist; es gilt also auch für das Sobriosystem der Satz, dass die Mündungsstufe um so grösser ist, je kleiner das Seitental ist. Damit lässt sich die Ansicht rechtfertigen, dass zur Bildung dieses Sobriotalsystems dieselben Faktoren wirksam gewesen waren, die in der Folgezeit das rezente Talsystem gebildet haben: Also Wasser und Eis. Wesentlich ist, dass sich analoge Verhältnisse für das Bedrettosystem nicht nachweisen lassen. Die Bedrettoleisten und auch die über ihnen liegenden Pettanettoverflachungen, können durch das ganze Talsystem hindurch stufenlos verfolgt werden.

Weiter erkannten wir, dass viele kleinere Seitenbäche ein relativ ausgeglichenes Längsprofil über der Sobrioterrasse besitzen. In breitem, oft mit Alluvionen bedecktem Bett durchqueren sie diese Leiste, um dann in enger, jugendlich anmutender Klamm, oft mit mehreren Wasserfällen, auf die rezente Talsohle abzustürzen: gleichsohlig münden also die zahlreichen Wildbäche auf den Sobriotalboden. Das setzt aber voraus, dass diese (diluviale) Talanlage ein gewisses Reifestadium erreicht hatte, ehe sie durch die letzte Eintiefungsfolge neu durchtalt wurde.

Ehe wir die einzelnen Systeme im Rahmen einer Talgeschichte genau betrachten, wollen wir noch kurz die Eisstromhöhe und die Mächtigkeit der die einzelnen Terrassensysteme bedeckenden Eisschicht zu bestimmen versuchen. Der maximale Eisstand ist anhand der gut zu beobachtenden obersten Schliffkehlen genau feststellbar. Wie schon Lautensach erkannt hat, liegen die obersten Schliffkehlen am Talausgang in 1500 m Höhe (Foppiana); gegen Lavertezzo zu besass der Gletscher ungefähr dieselbe Mächtigkeit; seine Eisstromhöhe kam aber entsprechend der um 200 m höheren Talanlage in rund 1700 m Höhe zu liegen: namhaften Eiszuwachs hat also der Verzascagletscher im unteren Talteil nicht erhalten. Dies ist leicht verständlich, wenn man bedenkt, dass die Schneegrenze zur Hocheiszeit in 1600 m Höhe lag (Penck) und demnach in diesem Talabschnitt Nährgebiete von nur geringer Ausdehnung sich bilden konnten. Gegen Brione zu steigen die Schliffkehlen auf 1800 m Höhe an und gegen Sonogno zu auf über 1900 m Höhe. Die mittlere Eismächtigkeit hat somit im Verzascagebiet selten den Betrag von 1200 m überstiegen. Der von Lautensach gezeichneten Karte der eiszeitlichen Vergletscherung des Tessingebietes kann ich nach meinen Untersuchungen für das Verzascagebiet bis auf einige verhältnismässig geringe unrichtige Angaben beipflichten.

So hat sowohl der Mugaglia- wie der Redortapass keine Eistransfluenz aufgewiesen; die obersten Teile dieser Alpen (Trümmerfelder von Verwitterungs- und Bergsturzschutt) ragten über die Firndecke empor, wie an den an ihrer Um-

gebung vorhandenen Schliffgrenzen deutlich zu erkennen ist; der entsprechende Grenzkamm selbst bildet einen scharfen, splitterigen Grat. Es weist nur der Laghetto-pass (Uebergang der Val Vigornesso in die Val Chironico-Leventina) glaziale Umformung auf, wie auch von Lautensach richtig angegeben wird. Ebenfalls deutlich überschliffen und glazial modifiziert ist der Uebergang von der Mognora-Alp in das prächtig trogförmig gestaltete, obere Cugnascotal, Pkt. 2061.

Den maximalen Gletscherstand, auf die Talsohle bezogen, habe ich im Längsprofil des Haupttales eingetragen (Tafel VIII, Nr. 1). Es resultiert ein Gefälle von 700 m auf rund 30 km Tallänge, das dem Verhältniswert 23‰ entspricht. Das mittlere Sohlengefälle (rezente) beträgt 66,6‰, ohne das steile Endstück der Erosionsterminante 28‰; aus diesem letzteren Wert und dem Gefällswert für die Gletscheroberfläche (23‰), kommt die beinahe gleichmässige Eisbedeckung der Talsohle gut zum Ausdruck.

Das zweite, durch das ganze Tal hindurch verfolgbare Schliffkehlensystem gibt einen längeren, etwa 300—400 m tieferen Gletscherstand an.

Die heute vorhandenen Terrassenstücke, die vorwiegend die unteren Gehängepartien der früheren Talsysteme darstellen *(nicht die Talböden)*, sind naturgemäss von einer etwas geringeren Eismächtigkeit überlagert gewesen. Es sind somit die für die entsprechenden Talböden konstruierten Profile nicht ohne weiteres als Vergleich zwischen den Terrassen, insbesondere den Trogschultern, und der sie überlagernden Eismächtigkeit herbeizuziehen. Von Brione an talaufwärts war die Eisbedeckung der Trogschultern keine grosse; meistens, wie in der Einzelbeschreibung gezeigt wurde, finden wir in diesem Teil, wie auch in den meisten Seitentälern, gerade die obersten Schliffkehlen am obern Rand der Trogschultern. Talauswärts wurde die Bedrettoleiste, wie auch die unter ihr liegende Sobrioleiste, von einer immer mächtigeren Eisschicht bedeckt. Es ergeben sich ungefähr folgende Zahlenwerte für die mittlere Eismächtigkeit über den grösseren Terrassen des Bedrettosystems:

| | Terrasse | Mächtigkeit der Eisschicht |
|---|---|---|
| Talschluss . . | Piodaijo, Pkt. 1913 | Firnfeld, unbestimmbar |
| Vigornesso . . | Pendorera, 1700 m | 180—200 m |
| Sonogno . . . | Alpe Cognone, 1680 m | 200 m |
| Brione . . . . | Tencio, Pkt. 1588 | 200 m |
| Lavertezzo . . | über Mti. Duno, 1250 m | 250 m |
| Corippo . . . | über Mti. Collo, 1200 m | 250—300 m |
| Mergoscia. . . | Mti. di Cortoi, 1100 m | 350—400 m |
| Talausgang . . | Mti. di Motti, 1050 m | 400—450 m |

Es senken sich relativ zur Eisstromhöhe die Trogschultern rascher; eine Abhängigkeit der Trogschulter von der Eisstromhöhe ist nicht vorhanden.

Das über den Trogschultern sich befindende Hochfluren- oder Pettanettoniveau, das entweder grössere Verflachungen (Bardugaro) oder karähnliche Formen aufweist, war zur Eiszeit das Nährgebiet

AUSSCHNITT AUS DER DUFOURKARTE
BLATT XIX BELLINZONA
1 : 100.000
0 500m 1 2 3 4 5 Kilom.
Sobrioterrassen
Bedrettoterrassen
Pettanettoterrassen
Giornico
Sobrio
Bodio
Personico
Sonogno
Frasco
Brione
Coglio
Maggia
Moghegno
Aurigeno
Gordevio
Avegno
Lavertezzo
Corippo
Brione s. M.
Orselina
Minusio
Muralto
LOCARNO
Cordola
Cugnasco
Soldino
Rivapiana
Gaggiolo
Tenero
Contra
Rozzera
M. Zucchero
Madone di Giovo
Madone Grosso
Madone di Nimi
Cima di Nimi
Cima di Giarlo
Cima Bianca
Cima d'Efra
Cima di Comprovasco
Cima di Foppa
Cima di Lognoi
Cima di Porcheirina
Cima di Corteto
Cima di Nimi
Cima di Trovo
Pizzo di Vogorno
Pizzo di Ruscada
Pizzo di Campo Vallemaggia
Pizzo di Ruscada
Pizzo di Vogorno
Pizzo di Rezzano
Pizzo di Trovo
Pizzo di Campo
Pizzo di Corona
Pizzo di Carpala
Pizzo di Barone
Pizzo di Piancadello
Pizzo di Orgnana
Pizzo di Ruscada
Pizzo di Rezzano
Pizzo di Trovo
Pizzo di Campo Vallemaggia
Pizzo di Vogorno
Pizzo di Ruscada
Pizzo di Campo
Pizzo di Corona
Pizzo di Carpala
Pizzo di Barone
Pizzo di Piancadello
Pizzo di Orgnana
Pizzo di Rezzano
Pizzo di Trovo
Pizzo di Campo Vallemaggia
Pizzo di Vogorno
Pizzo di Ruscada

(über der Schneegrenze gelegen) des Verzascagletschers und als Firnfeld mit einer relativ wenig mächtigen Firnschicht bedeckt.

Nach diesem allgemeinen, zusammenfassenden Ueberblick wollen wir vorerst das Pettanettosystem eingehender betrachten und nachher den Versuch unternehmen, eine Talgeschichte herzuleiten.

## DAS PETTANETTO-SYSTEM.

### *Beschreibung, Lage.*

Wie oben schon angedeutet, bilden die Terrassenstücke dieses Systems zum Teil mässig breite Verflachungen, zum Teil waagrechte Gräte oder in die Bergflanken hineingelegte, karähnliche Bildungen. Diese hohen Verflachungen und die Karformen wollen wir zuerst besprechen.

*Karformen:* Das Gebiet der Alpe d'Eva liegt in einem gut ausgebildeten Kar drin: Ueber eine prächtige Karschwelle gelangen wir in den rückgetieften Karboden, der ein kleines, flaches Seelein aufweist; die Karstufe beträgt volle 1200 m (Photo Nr. 5). Die bis 300 m hohen Karwände, an deren Fuss mächtige Schutthalden bis in eine Höhe von 120 m über dem Karboden anlagern, besitzen eine mässige Neigung, die gegen den Karboden zu bedeutend grösser wird: etwa 10 bis 15 m über dem Boden befindet sich ein überall gut erkennbarer Gefällsknick, der die bedeutend steileren unteren Teile der Karwände von den oberen flacheren Teilen trennt. Dieselben Verhältnisse, nur in beträchtlich kleinerem Maßstabe, zeigt uns das stark mit Bergsturzschutt bedeckte Orgnanakar, Pkt. 1835. Von der Karschwelle aus läuft eine schmale Terrasse ostwärts gegen die breite Rückenform, Pkt. 1852, Grenzkette gegen das Corippotal, zu. Karform, die hoch gelegene Terrasse und die hohen Rückenformen gehören offenbar *einem* System an: Diesen Schluss werden wir in der Folge noch öfters bestätigt finden.

Kare, die zwar ohne ausgesprochene Karschwellen, aber mit deutlicher Hangversteilung auf die unter ihnen liegenden Trogschultern abfallen, sind im mittleren Verzascagebiet vorherrschend. Alpe di Giovo, in 1900 m Höhe, die durch einen steilen, schmalen Bergsporn von der neben ihr liegenden Alpe di Nimi getrennt wird, ist eines der besten Beispiele für diese Bildungen. Anlässlich der Einzelbeschreibung haben wir die grosse Kartreppenalp, Alpe Loggia, Pkt. 1797, am Südhang des Pizzo di Vogorno, erwähnt, die insbesondere an den Längsseiten von steilen, mit einer dicken Schuttschicht bedeckten Felswänden begrenzt wird. Ihr oberster, nur wenig rückgetiefter Boden führt ebenflächig auf die breite Terrasse der Costera-Mognoraalp (1950—2100 m). Die Aequivalenz zwischen Karform und hoher Terrasse ist auch hier erwiesen. Im Osolatal erkennen wir genau dieselben Karformen in der Alpe Cima il Motto, in der Verflachung unter Pizzo Dromegio, im Fornarokar unter Pizzo Pegro,

in der oberen Sambuccoalp am Talschluss und in der Gemogliaalp (siehe die Aufnahme im Jahrbuch des S. A. C. 1903, S. 106).

Wandern wir ins Redortatal hinein, so tritt uns gleich beim Taleingang, am Südhang, die grosse Karalp Cortedo entgegen, die durch einen schmalen, sehr steilen Bergsporn (Cima di Cortedo) von der weiter westlich gelegenen oberen Mugagliaalp (über 2100 m Höhe) getrennt wird. Diese letztere besitzt eine deutliche Karschwelle in 2160 m Höhe und einen schwach rückgetieften Boden. Der Ostsporn des Monte Zucchero trennt sie von der bedeutend kleineren Redortakaralp, die prächtig von senkrechten halbkreisförmigen Wänden umschlossen wird und von der aus eine beträchtliche Gehängeversteilung auf die in 1920 m Höhe gelegene Trogschulter hinabführt.

Das tief in das Bergmassiv eingesenkte, trogförmige Vigornesso weist ebenfalls Terrassen und vereinzelte Kare auf, die dem Pettanettosystem angehören. Als kleinere Karbildungen erkennen wir auf der Ostseite des Tales die obere Alpe di Treccio (über Pkt. 2049) und die obere Cognoraalp (Pkt. 2037). Erst am Talschluss, und zwar symmetrisch zur Talachse, liegen die prächtigen, rückgetieften und kleine Seelein enthaltenden Karc: Obere Alpe di Barone in 2300 m Höhe, und die obere Alpe di Porcheiro in 2200 m Höhe.

In dem Gebiet der Lavertezzotäler, das uns hinsichtlich des Pettanettosystems zu betrachten noch übrig bleibt, werden wir einige für das System wesentliche Formen erkennen können.

Blicken wir etwa von Pkt. 1991, nordwestlich des Pizzo di Vogorno, nordwärts, so fallen uns die über dem Agratal vorhandenen breiten Verflachungen auf, die sich in 1800—2340 m Höhe vorfinden (Photo Nr. 4): Alpe Corte Nuova bis unterher der Cima di Gagnone, Alpe Cremensea (Pkt. 1871), die breite, südlich gerichtete Terrasse in 1900 m Höhe gegen die Foebbia zu. Diese Verflachungen treten uns hier weniger als Karformen entgegen, sondern eher als sehr hoch gelegene Verflachungen. Eine ähnliche, wenn auch bedeutend steiler abfallende Hochflur erkennen wir weiter am Nordhang des Piancasciatales, in rund 2100 m Höhe. Sie besitzt mehrere, in ungleicher Höhe gelegene, in sie eingesenkte kleine Karnischen. Gegen den Talausgang zu läuft diese Pettanettoverflachung auf die breite Rückenform der Capo delle Betole aus. Am Talschluss geht diese Hochflur über in das prächtig kreisrunde Fumegnakar in 2100 m Höhe. Dieses echte, von hohen Wänden umgebene Kar ist von den oben erwähnten, regellos in, über und unter der Pettanettofläche zerstreuten Nischen scharf zu unterscheiden. Es gehört genetisch nicht derselben Formenreihe an; dieses grosse Fumegnakar stellt auch keine Weiterentwicklung der kleinen Karnischen dar; es entspricht vielmehr dem früheren Talende, das hier bis zu der gut ausgeprägten Einsattelung hinaufführte, die zwischen Punta del Rosso und Cima Lunga liegt.

Am südlichen Seitengehänge des Piancasciatales tritt die breite

Hochflur zurück. Dagegen stellen sich hier wieder mehrere steile Kare ein, denen, wie schon bemerkt, eine deutliche Karschwelle fehlt. Solche Kare sind die obere Alpe di Cornevosa in 1900—2200 m Höhe, die durch einen rückenförmigen Sporn von der oberen Alpe in Bosco (Pkt. 1964) getrennt wird (Beginn der Verschmelzung der beiden Karböden). Ein ebenflächiger, schmaler Bersporn (Uebergangsstadium zur Rückenform) trennt die Boscoalp von der westlich Pkt. 2251 gelegenen, schmalen und durch einen grösseren Wildbach stark vertieften Karbildung. Eine ehemalige Karschwelle wird durch die östlich Monte Eos vorhandene Verflachung in ungefähr 1900 m Höhe noch angezeigt.

Auch im Val Carecchio, dem dritten Lavertezzotal, herrscht die gleiche Erscheinung vor: Das in einer Höhe von 1800—2000 m erkennbare Pettanettosystem ist durch mehrere Kare vertreten: so Alpe Rognoi in 2000 m Höhe; ihre schwach erkennbare Karschwelle setzt sich nordwärts gegen den Poncione dei Laghetti fort; senkrechte Wände, deren Fuss in eine mächtige Abwitterungsschuttzone eintauchen, schliessen die Rognoialp ein. Zwischen Madone und Pizzo di Vogorno sind diese Wände stellenweise vollständig abgewittert; dadurch wird ein gut begehbarer Uebergang, der über ein ausgedehntes Blockmeer führt, ins Valle della Porta, auf die Loggiaalp ermöglicht. Von der Rognoialp wird das westlich anschliessende Kar (über 1800 m Höhe) durch einen eher rückenförmigen Bergsporn getrennt. Die beiden Karböden sind durch stellenweise Abtragung der sie trennenden Wand teilweise zum Verschmelzen gekommen. Der gezackte, splitterige Nordgrat des Pizzo di Vogorno scheidet den grossen Rogniokarboden von dem Boden des Alpettokares. Dieses Alpettokar besitzt im östlichen Teil wenig unter der 1800-m-Isohypse eine kleine Karschwelle; diese ist im westlichen Teil durch den Alpettobach gänzlich abgetragen und vernichtet worden.

Auf der Südseite des Pizzo di Vogorno treffen wir wieder steile, hohe Terrassen an Stelle der Karformen an; so liegt eine breite Verflachung über Alpe Viciumo in 1800—2000 m Höhe. Die Fortsetzung dieser Verflachung unter dem Pizzo di Vogorno wurde durch die zwei grossen, tief eingeschnittenen Seitenbäche des Portabaches in weitgehendem Masse vernichtet. Ueber Monti di Odro können wir sie in 1900 m Höhe noch gut erkennen. Sie bildet dann weiter östlich die breite Verflachung über Alpe Brughera (ungefähr 1920 m Höhe), wird durch das Loggiakar unterbrochen und findet sich wieder in der oberen Alpe Mognora. Es ist demnach das Pettanettosystem, sei es in der Ausbildung von Karen oder hoch gelegenen Terrassen, rings um die Hochgebirgsform des Pizzo di Vogorno herum zu erkennen. Diesem obersten Niveau gehört auch ein Stück des die Val Carecchio vom Haupttal trennenden Bergrückens bei Pkt. 1991 an. Es geht hier die über Viciumo liegende hohe Terrasse rückenförmig, ohne trennenden Grat und ohne trennende Hochgebirgsform direkt in das auf der andern Seite gelegene westliche Alpettokar über. Eine ähn-

liche rückenförmige Wasserscheide haben wir schon westlich der Marra bei Pkt. 1835 (Corippo-Orgnanatal) angeführt.

Im Verzascagebiet südlich des Portatales treten die Karformen zurück. Das Pettanettosystem wird, im Mittel in 1500 m Höhe, teilweise durch wenig breite, steile Verflachungen oder durch ebenflächige, zwei kleinere Seitentäler trennende Bergsporne angedeutet. Zudem haben in dieser Gegend die Pettanettoverflachungen dem eiszeitlichen Gletscher zumeist als Schliffbord gedient; sie besitzen demnach stellenweise eine konkave Form. Als Pettanettoterrassen haben wir festgestellt die Alpe di Foppiana am östlichen Talausgang; gegen die Monti di Golla Secca zu wird der Zusammenhang mit dem Pettanettosystem des Tessintales eindeutig hergestellt. Auf der Westseite des Verzascatales erkannten wir als Pettanettoniveau den rückenförmigen Bergzug zwischen Val Mergoscia und Val Resa (Pte. 1546, 1414), und als Fortsetzung im Tessintal Alpe Cardada (Pkt. 1492) und die Verflachung von Colmanicchio (Pkt. 1355). Mit diesen Terrassen erhalten wir für den entsprechenden Talboden im Haupttal die Höhenlage von 1000 m, die mit der von Lautensach angegebenen Höhenzahl gut übereinstimmt.

Die Höhenlage dieser Terrassen wurde am Talausgang zu 1500 m bestimmt. Es liegen hier die eher an Mittelgebirgsformen erinnernden Bergzüge mit ihrer Wasserscheide im Pettanettoniveau drin. Ueber Vogorno liegt dieses System in 1800—2000 m Höhe, und es wird nun stets von einzelnen Hochgebirgsgipfeln überragt. Im Gebiet der Lavertezzotäler liegt es zwischen 1800 und 2300 m Höhe, gegen Brione zu unter 2000 m, im Talschluss des Osolatales in 2100—2400 m, im oberen Verzascagebiet in 2200 m und im Vigornesso in 2400 m Höhe. Das Pettanettosystem liegt also in keiner einheitlichen Höhenlage, sondern es steigt im allgemeinen gegen das Berginnere zu an. In den Seitentälern liegen die entsprechenden Terrassen um so höher, und sie sind um so besser erhalten, je grösser das Einzugsgebiet des betr. Baches ist und je weiter sie vom Haupttal entfernt sind.

Speziell für die Karformen erkennen wir folgendes: Die starke Verschüttung des Karbodens ist für diese Formen das gemeinsame Merkmal. Häufig tritt der Fall ein, dass die Karwände in eine Schuttzone eintauchen und der Uebergang der Karwand in den Karboden durch einen mehrere Meter mächtigen Schuttwall verdeckt ist. Beispiel: Alpe Fumegna, Alpe Porcheiro. Als weiteres Charakteristikum dieser Formen ist der an der Karwand auftretende Gefällsknick anzuführen, der sich in 20—50 m Höhe über dem Karboden vorfindet. Es wirkt sich so aus, dass die Bergflanke mit einer deutlichen Hangversteilerung auf den Karboden abfällt. Liegen die Kare in einer grossen absoluten Höhe und ragen keine hohen Felsgipfel mehr über sie hinaus, so macht es sich dann so, dass die Karverflachung von einer schönen halbkreisförmigen, etwa 20 m hohen, senkrechten Wand umschlossen wird (Südseite des Mottokares, Ostseite des Efrakares, Ostseite des Fumegnakares usw.). Des öftern konnten wir auch beobachten, dass die Böden

zweier Kare zum Verschmelzen gelangen können, sobald der sie trennende Grat abgetragen und vernichtet ist. Ein prächtiges Beispiel hiezu bietet Alp Colla im Osolatal: Eine hohe Terrasse verbindet den Karboden der oberen Sambuccoalp mit der Verebnung der Alp Colla. Eine weitere hoch gelegene Terrasse geht von der Piè d'ecosso (über Brione) auf den allerdings in weitgehendem Masse abgetragenen Karboden am Fusse des Pizzo Cassagno über. Die Karformen münden also, wie auch schon weiter oben bemerkt wurde, oft auf die hoch gelegenen Pettanettoterrassen.

Oft sind die Karformen auch rückwärts zum Verschneiden gekommen, und an Stelle der sie trennenden steilen Felswand treten rückenförmige Bergformen auf. Das Uebergangsstadium ist besonders häufig ersichtlich: Die Felswände sind entweder völlig weg, ein Blockmeer von mässiger Neigung bildet die Wasserscheide, oder sie sind nur noch in ganz geringer Höhe und in stark aufgelöstem Zustand erhalten, wie zwischen Corte nuova und obere Mottoalp, zwischen Alpe Rognoi und Alpe di Loggia.

*Zusammenfassung.*

Aus diesen Beobachtungen heraus ergibt sich folgende für das oberste Talsystem wesentliche Tatsache: Die hohen, obersten Terrassen und die zahlreichen Karbildungen gehören einem einzigen, eben dem Pettanettosystem, an. Wo wir oberste Verflachungen oder rückenförmige Formen vorfinden, da fehlen meistens die Karformen und umgekehrt. Sind aber Karformen und hohe Terrassen da, so geht der Karboden stetig in die Pettanettoterrasse über. Bei Kartreppenformen ist es der oberste Karboden, der auf die Pettanettoterrasse gleichsohlig übergeht: Loggiaalp, Mugagliakar.

*Das Pettanettosystem in der Eiszeit.*

Wir haben schon im vorhergehenden Kapitel gesehen, dass die dem Pettanettosystem angehörenden Verflachungen die Nährgebiete des eiszeitlichen Verzascagletschers waren. Sie lagen weit über der Schneegrenze, die sich in der Zeit der maximalen würmeiszeitlichen Vergletscherung in 1600 m Höhe befand. Weiter haben wir gesehen, dass die Firnbedeckung dieser Terrassen keine grosse war. Vergleichen wir die Höhe der Pettanettoverebnungen mit der schon ermittelten Eisstromhöhe, so erhalten wir folgende tabellarische Uebersicht:

| Ort | Höhe der Gletscheroberfläche | Höhe des Kares oder der Terrasse |
|---|---|---|
| Talausgang . . | 1500 m | 1300—1500 m |
| Vogorno . . . | 1550—1600 m | 1700—2000 m |
| Lavertezzo . . | 1650—1700 m | 1800—2000 m |
| Brione . . . . | 1800 m | 2000—2200 m |
| Frasco . . . . | 1900 m | 1900—2200 m |
| Sonogno . . . | 1950 m | 1960—2300 m |
| Talschluss . . | 2100—2200 m | 2200—2400 m |

Wir erhalten somit die wichtige Feststellung: Das Pettanettosystem steigt stetig vom Talausgang gegen das Berginnere über das Eis*strom*niveau empor. Die obersten Schliffkehlen liegen entweder am untern Rand der Pettanettoverflachung oder mehr als 100 m tiefer.

Die durch die Eiszeit bewirkte Umformung des Pettanettosystems lässt sich wie folgt darstellen: Durch Wandverwitterung fand sicher eine Vergrösserung und Ausweitung einer schon präglazial angelegten Hohlform statt, die aber schon damals eine bedeutende Grösse aufgewiesen haben musste. Als Wirkung des Firnes ist sicher die angeführte Wandversteilerung an der Fusszone der Karwände zu betrachten. Durch die Randkluftverwitterung, durch die unterschleifende Wirkung des Eises und durch das Wegtransportieren des gelösten Schuttes konnte diese für vergletschert gewesenen Gebiete spezifische Form des Kares entstehen. Dann ist sicher die öfters konstatierte Rücktiefung des Karbodens glazialen Ursprungs; die von den verschiedenen Seiten her in diesen Hohlraum zusammenfliessenden Firnströme erwirkten an ihrer Vereinigungsstelle eine Tieferlegung der Verebnungsfläche (rückgetiefte Karböden beobachten wir im Evakar, Orgnana-, Porcheiro- und Baronekar, d. h. da wo die Firnströme von mehreren Seiten her in eine schon vorhandene Karform zusammenflossen).

In der Postglazialzeit fand dann die Schuttauffüllung der Kare statt; die Karwände verloren ihre Steilheit, bedeckten sich mit losen Schutttrümmern, die eine weitere, tiefgreifende Wandverwitterung verunmöglichen. Wir erhalten damit die stark verschütteten Karformen, die wir heute feststellen können.

## TALGESCHICHTE.

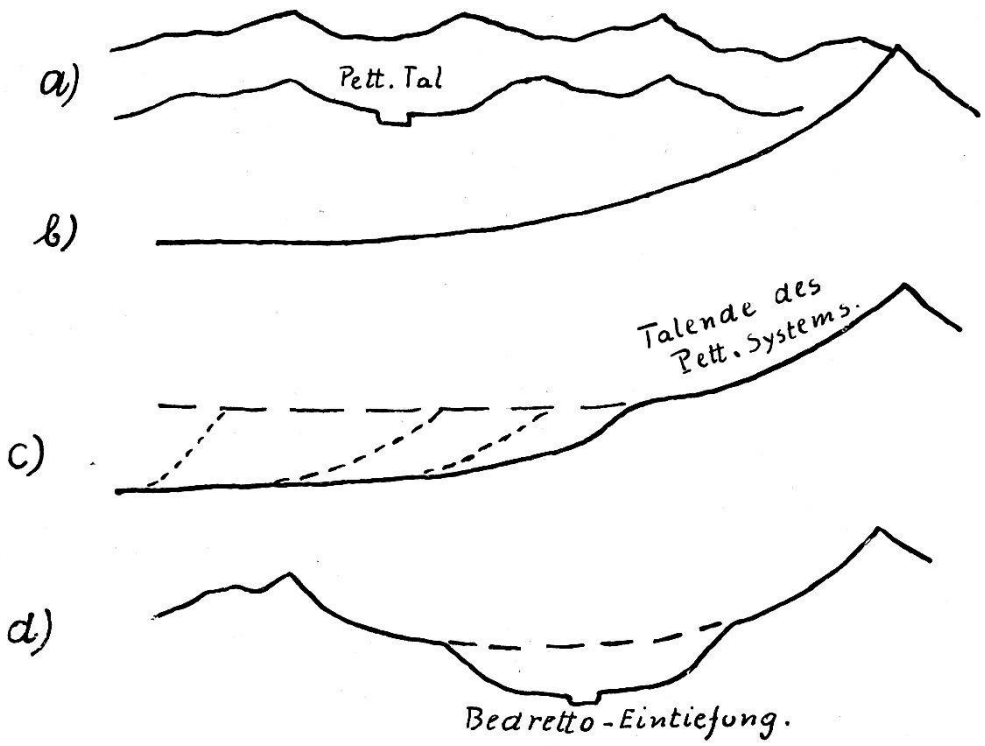
### *Entstehung des Pettanettosystems.*

Die Karformen und die hohen Terrassen, die wir genetisch als einem System angehörend erkannt, und deren Umwandlung während der Eiszeit wir oben betrachtet müssen demnach schon lange vor der Eiszeit existiert haben. Denn durch die Wirkung der Randkluftverwitterung, der Schneegrenze und der Eisstromhöhe können unmöglich solch grosse Karformen entstehen. Ich glaube, dass wir es hier mit einem älteren Oberflächenrelief zu tun haben, das in der Eiszeit wohl im oben dargestellten Sinn glazial modifiziert wurde, im wesentlichen aber präglazialen Ursprungs ist. Die breiten Pettanettoterrassen und Karformen und die allgemeine Einordnung in eine der heutigen Talanlage konkordante Oberflächen-Ausbildung lässt auf eine reife Entwicklung dieses Pettanettosystems schliessen. In diese wohl älteste Talanlage wurde durch Tieferlegung der Erosionsbasis ein neues Talsystem eingelegt. Die Tieferlegung der Erosionsbasis und die damit verbundene Neubelebung der Erosion kann bewirkt worden sein teils durch Hebung des gesamten Gebirgskörpers, teils durch Uebertiefung des Tessintales. Aus den Talenden,

den Quelltrichtern des Pettanettosystems, entstanden jene karähnlichen Formen und aus den breiten unteren Gehängepartien die breiten hohen Terrassen. Denken wir uns die während der Eiszeit erfolgten Veränderungen an den Karformen weg (also Rücktiefung, versteilerte Fusszone der Karwände), so erkennen wir in ihnen ohne weiteres die Form der Quelltrichter, eben die Quelltrichter des Pettanettoentwässerungssystems. Die Annahme, dass wir es im Pettanettoniveau mit einem ehemaligen Oberflächenrelief zu tun haben, findet eine weitere Stütze in der allgemeinen Höhenlage (siehe oben) der vorhandenen Karformen; es entspricht dieses Verhalten genau einem reinen fluviatilen Entwässerungssystem, dessen Quelltrichter eine derartige Anordnung bezüglich ihrer Höhenlage besitzen. Wir erhalten demnach das Resultat, dass die heutigen grossen Karformen nichts anderes sind, als die glazial modifizierten Talenden eines alten Oberflächenreliefs. Die Beobachtung, dass öfters Kare in Verflachungen übergehen, lässt sich mühelos mit den Verhältnissen eines reifen fluviatilen Talsystems in Einklang bringen: Die Kare als Talenden und die hohen Pettanettoterrassen als die seitlichen unteren Gehängestücke des Pettanettooberflächensystems.

Es lässt sich weiter die verschieden gute Erhaltung und Grösse der Karformen mit dieser Ansicht ihrer Entstehung in Uebereinstimmung bringen. Offenbar blieben die Terrassen und Hohlformen nach der Hebung um so länger in ihrer alten Ausbildung, je kleiner das ihnen entspringende Gewässer war, und je weiter sie im allgemeinen im Berginnern lagen. Denn kleinere Gewässer brauchten mehr Zeit, um die neue Eintiefungsfolge ins Gebirgsinnere hinein zu verlegen und damit die Vernichtung der alten Formen zu bewerkstelligen, als der grosse Hauptfluss. Dieser Vorgang wiederholte sich in jeder folgenden Eintiefungsfolge, und daher ist es nicht überraschend, dass wir noch die schönsten Pettanettoterrassen gerade in den Talgebieten der kleinen Gewässer auffinden (Lavertezzo-, Motto-, Efrabach). Umgekehrt gelangt die durch die Tieferlegung der Erosionsbasis entstandene Stufe um so rascher talaufwärts, je kräftiger der sie zurückverlegende Bach ist; es ist somit auch leicht verständlich, warum gerade am Talschluss der Verzasca das Pettanettosystem völlig fehlt, d. h. von der Verzasca durchschnitten und abgetragen wurde, und wir heute nur noch die obersten Terrassen seitlich der Talachse erkennen (Barone und Porcheiro). Dasselbe ist auch am Redortatalschluss, in etwas geringerem Masse, zu konstatieren.

Folgende graphische Darstellung mag die besprochenen Verhältnisse noch näher beleuchten:




*Alter des Pettanettosystems:* Nach *Fels* fällt die Ausbildung der Hochfluren, also des Pettanettoniveaus, in die Zeit des Alt-Miozäns; Machatschek stellt sie zeitlich ins Mittel- bis Jung-Miozän. Nach *Lautensach* fällt die Ausbildung der Pettanettoflächen ins Pliozän. Die Pettanettotalanlage lässt sich parallelisieren mit dem Simmenfluhniveau von *Beck*, dessen Entwicklung von Beck ins Miozän gestellt wird. (P. Peck: « Ueber das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän »; Eclogae geol. Helv., Vol. 26.)

*Das Bedrettosystem.*

Am Schluss des letzten Abschnittes ist das Bedrettosystem als Talanlage einer zweiten Eintiefungsfolge gekennzeichnet worden. Einige Gedanken über den Mechanismus des Neu-Einschneidens und der Zurückverlegung der Talstufen sollen weiter unten dargelegt werden. In diese zweite Talanlage wurde in der Folgezeit wieder ein neues, tieferes Erosionssystem eingetieft, wodurch die Bedrettotalböden zum grössten Teil durchschnitten und vernichtet wurden; die seitlichen Teile der Talböden, d. h. die an die Talböden angrenzenden, weniger stark geneigten Teile der Seitengehänge finden sich infolgedessen als über dem dritten, neuen Talsystem gelegene Terrassen vor. Das sind die Bedrettoterrassen, die wir noch kurz im ganzen Verzascagebiet zsammenfassend betrachten wollen.

200—300 m unter den oben beschriebenen Pettanettoflächen liegen diese Terrassen des Bedrettosystems, die Trogschultern. Es handelt sich dabei vor allem um mässig breite bis schmale, oft ziemlich stark verwitterte Verebnungen, die durchwegs eine relativ grosse

Neigung besitzen und die durch zahlreiche kleinere Bäche stark gegliedert und zum Teil abgetragen sind. Insbesondere sind sie im Haupttal, von Brione an abwärts, nur noch rudimentär erhalten und treten im Gesamtbild des Tales nicht sehr deutlich hervor.

Als Trogplatte bezeichnet man die Trogschulter am Talschluss: Von der Trogplatte aus lässt sich die Trogschulter talauswärts verfolgen. Sehr schön entwickelt ist die Trogplatte im Osolatal: Alpe Sambucco, von der aus die Trogschultern gegen Alpe Montarescio und Alpe Fornaro ausgehen; weiter talauswärts wird die Trogschulter schmal, ist des öftern abgetragen und im Zusammenhang nicht leicht mehr zu erkennen. Aehnliche Verhältnisse treffen wir auch im Redortatal an (Südseite!). Ebenfalls zeigt das oberste Verzascatal, die Val Vigornesso, die Trogplatte und die Trogschultern im Bereich des Talschlusses sehr gut. Talabwärts werden die Bedrettoverflachungen stets schmäler und stärker geneigt. Einen kreisrunden Talschluss und eine gut entwickelte Trogplatte weist ferner das Gangello-Hängetal auf. Hier ist besonders gut ersichtlich, wie die Trogschultern dieses Tälchens am Ausgang stufenlos in diejenigen des Haupttales übergehen. Diese Verhältnisse können wir auch bei allen anderen Seitentälern erkennen, nur z. T. weniger klar, weil oft die Talflanke ihrer grossen Steilheit wegen keine grosse Gliederung aufweist, die Trogschultern eben zum grössten Teil vernichtet sind (Ausgang der Lavertezzotäler, Val Motto usw.). Für das Portatal lässt sich der stufenlose Uebergang der Bedrettoleiste ins Haupttal hinein leicht aus der Karte erkennen: Die Trogschulter, Monti di Rienza (hier wahrscheinlich ein Stück Bedretto*talboden*)-Brughera bis 1500 m Höhe setzt sich fort über Monti di Odro (Pkt. 1306) gegen die Monti di Cornovo-Cortone zu, auf die Leiste des Haupttales. Für das Mergosciatal liegen ähnliche Verhältnisse vor: Von der Verflachung der Monti di Cortoi aus, der Bedrettoterrasse des Haupttales, zieht sich die Trogschulter des Mergosciatales gegen Corte Nuova zu, ist als gut ausgeprägte Terrasse über Motto und Faedo in 1600 m Höhe vorhanden und klingt nördlich Alpe Bietri (nördlich Pkt. 1748) am nördlichen Teil des Hintergehänges aus.

Die von mir in der Einzelbeschreibung als dem Bedrettosystem angehörend aufgeführten Terrassen stimmen mit den Angaben von Lautensach gut überein. Im Talstück Sonogno-Brione gibt er aber als Bedrettoterrassen diejenigen Verebnungen an, die meiner Ansicht nach dem nächstjüngeren Sobriosystem angehören (unter Iserti, Al Sasso 1200, südlich davon fortlaufend in ca. 1250 m Höhe). Lautensach wundert sich selbst über die tiefe Lage dieser Trogschultern. Ueberblickt man aber dieses Talstück etwa von der Madone di Giovo aus, so erkennt man unschwer die allerdings äusserst stark von den vielen Wildbächen zerschnittene, zum Teil völlig vernichtete Bedrettoleiste in 1500—1600 m Höhe.

(Diese relativ hohe Lage wundert uns indessen nicht, wenn wir bedenken, dass sich hier nur die gegen den alten Bedrettotalboden zu etwas weniger stark

geneigten Seitengehänge erhalten haben und demnach bedeutend höher liegen müssen, als der Talboden selber je gelegen war.)

Ebenfalls am Talausgang, am Osthang, liegt die Bedrettoterrasse nicht unterhalb Monti di Metri, wie Lautensach angibt, sondern sie wird durch die Verflachung der Monti di Metri bis Monti di Motti angegeben. Dasselbe trifft auch für den Westhang zu: Trogschulter ist Monti di Lego (und nicht Troro) in rund 1000 m Höhe. Der Uebergang des Bedrettosystems in dasjenige des Tessintales ist klar ersichtlich und ist, wie Lautensach zum Teil richtig angibt, auf der Ostseite in der Verflachung der Monti di Ditto, auf der Westseite in Giortedo (scheinbar zu hoch, aber weiter zurückliegend)-San Bernardo zu suchen, nicht in der Verflachung von Viona-Tendrasca, wie Lautensach meint; diese beiden Orte liegen in dem vorwiegend durch Moränenschutt aufgefüllten Talboden des Resa-Contratales. (Eine Folge dieser Moränenauffüllung ist das epigenetische Laufstück des in früherer Zeit der Verzasca tributären Resabaches südlich Viona.)

Zur Eiszeit waren, wie wir sahen, die Bedrettoverflachungen von einer im Mittel über 100 m mächtigen Eisschicht bedeckt. Die obersten Schliffkehlen liegen alle über den Trogschultern, vorwiegend an ihrer oberen Begrenzung. Ein längerer, tieferer Eisstand, der durch tiefere Schliffkehlen angedeutet wird, liess die im Mittel in 1450 m Höhe gelegenen Trogschultern im unteren Talgebiet eisfrei; damit war hier die Bedrettoleiste schon zeitweise während der Eiszeit der intensiven mechanischen Verwitterung ausgesetzt, was ihre relativ starke Abtragung und teilweise Vernichtung gut erklären kann.

Wie weit nun die Bedrettotalanlage sich ausbilden und ausreifen konnte, bis sie durch eine neue, noch präglaziale Eintiefungsfolge ausser Tätigkeit gesetzt wurde, lässt sich nicht nachweisen. Zu breiten, wenig geneigten Terrassen entwickelt und damit den Schluss auf ein völlig ausgerifftes Talsystem ermöglichend, finden sich die Trogschultern selten vor. Die möglichst genau konstruierten Querprofile zeigen uns das Bedrettotal als breite, von den über ihm liegenden Pettanettoverflachungen nur durch eine geringe Hangversteilerung getrennte Talform. Die heute vorhandene geringe Entwicklung der Trogschultern lässt natürlich den Schluss, dass es sich um ein nicht ausgereiftes System gehandelt hätte, auch nicht zu; denn durch die noch mehrmalig erfolgte Neueintiefung und Ausweitung des Tales (Vertikalbetrag der Austiefung über 300 m) mussten die (aus der guten Entwicklung der Trogplatte zu schliessen) wohl breiten Trogschultern abstürzen, um der heutigen weitgeöffneten und tiefen Talanlage Platz zu machen.

### *Alter der Bedretto-Anlage.*

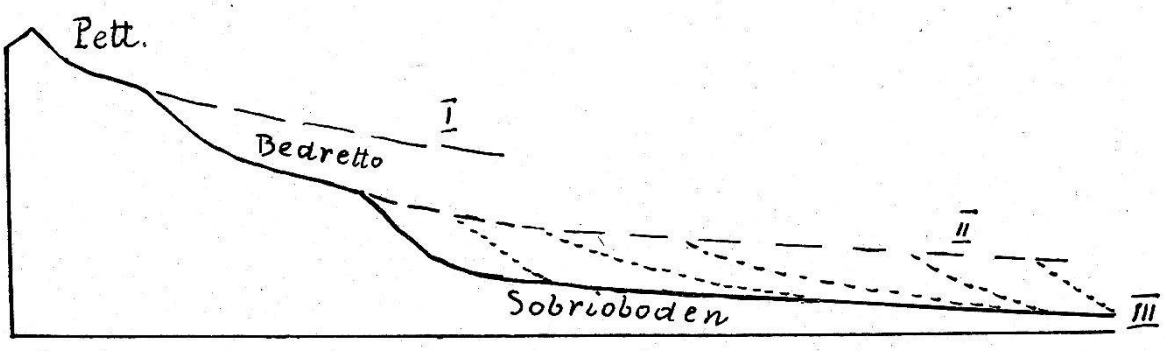
Die Parallelisierung mit den Arbeiten von P. Beck ergibt, dass das Bedrettoniveau dem Burgfluhniveau entspricht, welches ins Präglaziopliozän zu setzen ist. Sicher handelt es sich um eine prä-

glaziale Talanlage; es lassen sich, wie oben schon erwähnt, die Bedrettoleisten stufenlos in die Seitentäler hinein verfolgen.

## DAS SOBRIO-SYSTEM.

### *Entstehung.*

Durch eine weitere Hebung des Gebirgskörpers wurde die Erosionsbasis erneut tiefer gelegt und das Flußsystem schnitt sich in den Bedrettotalboden ein und suchte sein Längsprofil den neuen Gleichgewichtsbedingungen anzupassen. Dieses Einschneiden vollzog sich zeitlich proportional der vorhandenen Wassermenge, begann also am Talausgang und rückte langsam talaufwärts vor, und zwar um so langsamer, je kleiner das entsprechende Gewässer war und je mehr es sich dem Talschluss näherte. Es wird sich hierbei nicht darum gehandelt haben, eine Mündungsstufe parallel sich selbst talaufwärts zu verlegen, sondern das Einschneiden wird sich, wie unten graphisch gezeigt ist, immer unter Ausbildung eines im unteren Talteil stark gestreckten Gleichgewichtsprofiles vollzogen haben. Erst gegen den Talschluss zu musste sich langsam eine Stufe herausgebildet haben, zufolge der rascheren Abnahme der Wassermenge auf eine kürzere Längserstreckung hin. Je nach der Wassermenge des Baches ist dann



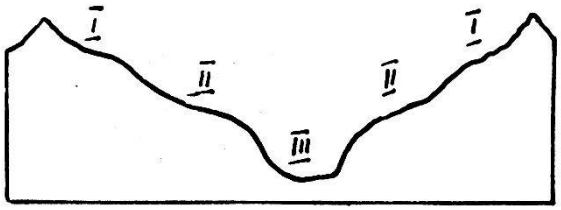

diese Stufe verschieden weit zurückverlegt worden (dasselbe gilt auch für die Entstehung des Pettanettosystems, d. h. die Entstehung der Pettanettoterrassen). Den ehemaligen Quelltrichtern der ältesten Talanlage, den Karformen, entsprechen genau die gegen den Talschluss zu noch vorhandenen Bedrettotalstücke (die Trogplatten), also diejenigen Talteile, die noch über der sich entwickelnden Talstufe liegen. Das unter den Talstufen entstehende, gegen den Talausgang zu sicher schon recht breite Talsystem wollen wir nach Lautensach als Sobriosystem bezeichnen, ohne uns vorerst um dessen Alter zu kümmern.

### *Das Sobriosystem und die älteren Talsysteme.*

Verfolgen wir die Sobriotalanlage anhand der noch vorhandenen Leisten, so tritt uns sofort ein wesentlicher Unterschied gegenüber den Bedretto- und Pettanettoleisten entgegen.

1. Am Verzascatalausgang liegen diese Sobrioleisten höher als die entsprechenden des Tessintales (Verzascatal: Ostseite: Gordemo 600 m, Westseite: über Contra in derselben Höhe; Tessintal nach Lautensach; Ostseite: Agarone; Westseite: Contra-Brione 433 m; Differenz der Höhen über 100 m). Im Talgebiet der Verzasca erkennen wir dieselben Verhältnisse; wie in der Einzelbeschreibung schon gezeigt wurde, liegen die vorhandenen Sobrioleisten der Seitentäler über denjenigen des Haupttales, und zwar liegen sie um so höher, je kleiner das vom Seitenbach umfasste Talgebiet ist. Die Bedretto- und die Pettanettoverflachungen liessen sich jedoch stufenlos in die Seitentäler hinein verfolgen.

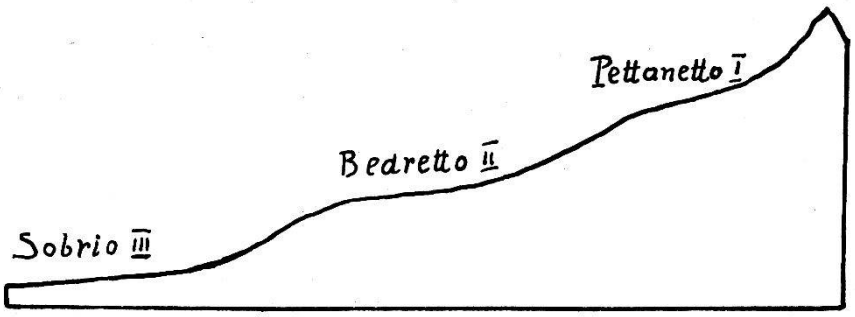
2. Weiter zeigen die konstruierten Querprofile zwischen der Sobrio- und Bedrettoverflachung eine bedeutend steilere Hangform (das gilt auch für den Talschluss, wo wir noch eine beckenförmige Austiefung des Talbodens konstatieren können), als wir es für den zwischen Pettanetto- und Bedrettosystem vorhandenen Hangteil beobachten konnten.



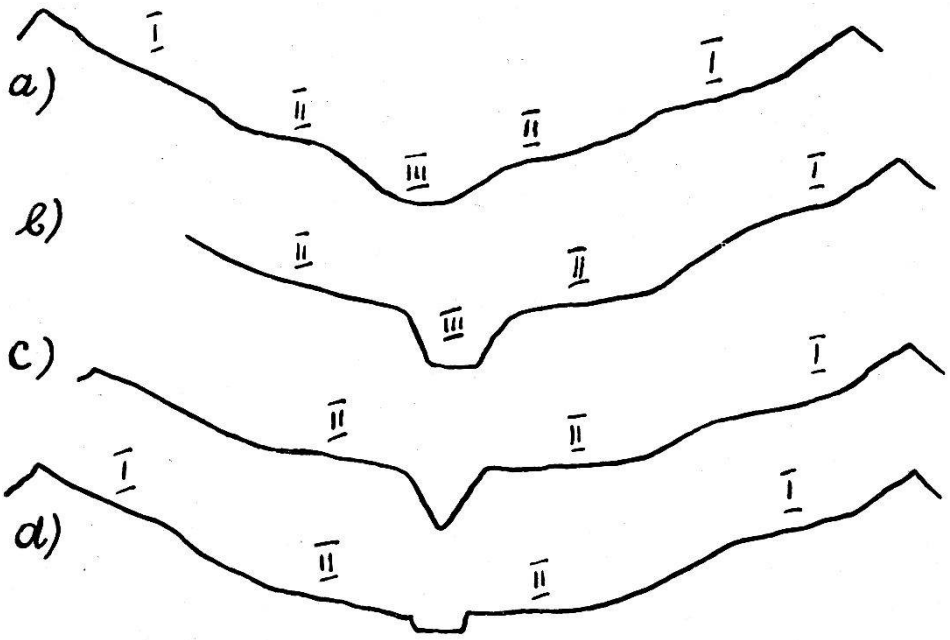

Dieses zwischen Bedretto- und Sobrioleiste liegende steilwandige Gehängestück ist von unzähligen Wildbächen stark zerschnitten und aufgelöst worden; offenbar wurde den Bächen hier eine fremde Form gegeben, die sie durch ihr Einschneiden zu vernichten trachten. Diese, dem fluviatilen System nicht spezifischen Formen konnten nur durch die Tätigkeit des Gletschers während der Eiszeit dem Talsystem aufgeprägt worden sein (siehe die konstruierten Längsprofile der grösseren Seitenbäche der Osola, wo das Talprofil zum Vergleich neben das Bachprofil eingezeichnet ist). Die Sobriotalanlage, die sich durch die oben angeführten wesentlichen zwei Tatsachen von den älteren Talsystemen unterscheidet, ist demnach sowohl durch Flusserosion wie auch durch Gletscherwirkung zustande gekommen.

### *I. Die fluviatile Anlage.*

Das den Sobriotalboden einleitende Entwässerungssystem wird nach den oben durchgeführten Betrachtungen folgende Formelemente aufgewiesen haben: Im Längsprofil wiesen die Täler Talstufen auf, die gegen den Talschluss zu lagen und die den über ihnen gelegenen Bedrettotalboden von dem unter ihnen gelegenen Sobriotalboden




trennten. Bei der Jugendlichkeit der rein fluviatilen Talanlagen mündeten kleinere Täler noch in Stufen ein. Die Querprofile sahen gemäss der oben beschriebenen Entwicklungsform des Längsprofiles verschieden aus:

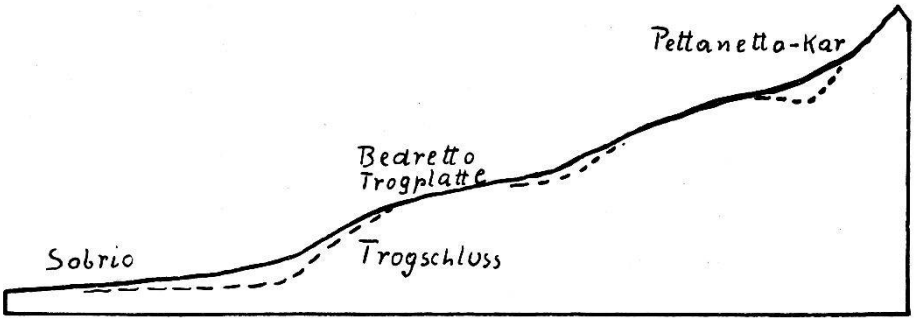



Eine solche Talanlage musste wohl zu Beginn der Vereisung vorhanden gewesen sein; den vorstossenden Gletschern waren dadurch die Talwege und die Talstufen vorgezeichnet.

Oben (das Sobriosystem und die älteren Talsysteme) habe ich die wesentlichen Merkmale der neuen Sobriotalanlage, die wohl Gletscherwirkung voraussetzen, dargelegt. Diese Verhältnisse in die entsprechenden Profile eingezeichnet, ergeben uns folgende, für die Gletschertätigkeit charakteristische Formen:

## *II. Die glaziale Umformung.*

a) *Längsprofil.* Wirkung des Eises: Versteilerung der vorhandenen Talstufen, und Beckenbildung am Fusse derselben: Uebertiefung des

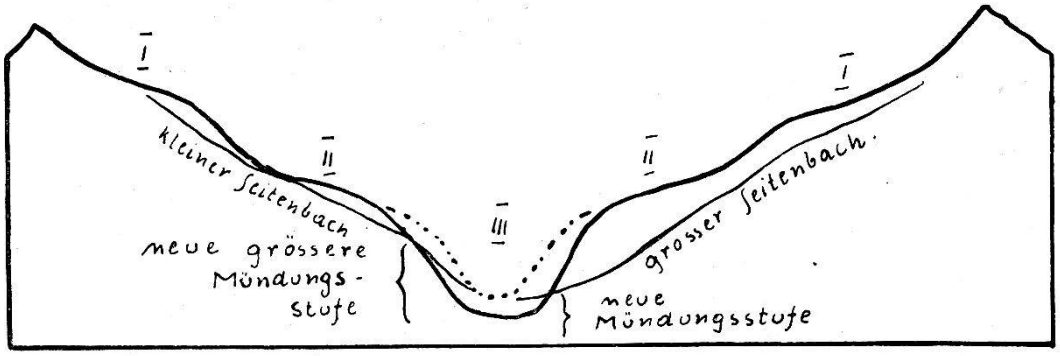



Tales. Diese Umformung erfolgte flächenhaft und begünstigte damit das Entstehen des zirkusartigen Trogschlusses; diese Versteilerung der Talstufe erfolgte in um so vermehrtem Masse bei einer schon primär steilen Talstufe; zudem musste sich diese Gletscherwirkung um so intensiver gestalten, je weiter die Stufe vom Hintergehänge entfernt war; denn desto grösser war die auf dem höheren Bedrettoniveau auflagernde Eismasse und um so kräftiger wurde die vorhandene Gefällsunstetigkeit zugestaltet. Daher ist der Trogschluss in jeder Entfernung vom Hintergehänge möglich; eine Grenze für die Entfernung wird nur durch die Entwicklung der Talstufe bedingt, die erst gegen den Talschluss zu zu einer eigentlichen relativ kurzen, aber steilen Stufe ausgebildet wurde.

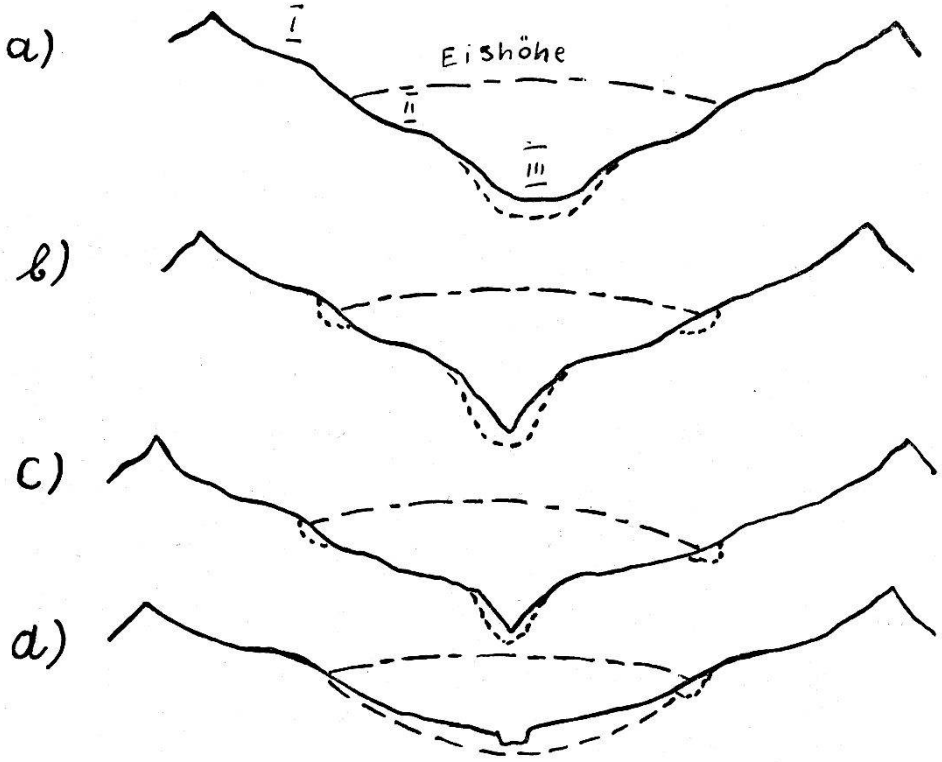
Einen Grenzfall erkennen wir in der Val Vigornesso, wo kaum mehr von einem Trogschluss gesprochen werden kann, indem die Verzasca die Bedrettotrogplatte völlig durchschnitten und zum Teil gänzlich abgetragen hat. Damit gelangte der Bereich der Uebertiefung bis unter die Gratabstürze des Baronemassives; die fluviatil angelegte Talstufe war eben schon vor Beginn der Vereisung bis nahe an den Talschluss zurückverlegt worden. Den andern Grenzfall der Ausbildung der Talstufe und deren glaziale Umformung werden wir bei der Betrachtung der letzten Eintiefungsfolge näher betrachten; es handelt sich dabei also um die Ueberformung einer fluviatil angelegten Talstufe von grösserer horizontaler Erstreckung und geringerem Gefälle, einer Talstufe, die noch relativ weit vom Hintergehänge entfernt ist.

Die unterhalb der Talstufe vorhandene, beckenförmige Ausbildung des Talbodens lässt sich durch vermehrten Tiefenschutt des Gletschers, hervorgerufen durch die Geschwindigkeitszunahme des Eises im Bereiche der Talstufe, gut erklären. Die verstärkte Tiefenerosion der Gletscher musste nun auch überall da auftreten, wo sich grössere Eiskonfluenzstellen vorfanden, denn damit war ebenfalls eine Geschwindikeitszunahme der Gletscherbewegung bedingt. Solche Konfluenzstellen treten nun im Verzascagebiet seiner relativen Kleinheit wegen nur zweimal in deutlich nachweisbarem Umfange auf: einmal bei Brione, beim Zusammenfluss des Osola- mit dem Verzascagletscher (Sobrioleiste nördlich Brione in 1200 m Höhe, südlich Brione in rund 1000 m Höhe) und dann in geringerem Ausmasse bei Sonogno, an der Konfluenzstelle des Redorta- und des Vigornessogletschers.

b) *Querprofil.* Wirkung des Eises: Ausweitung der Talanlage, geringe durchschnittliche Tiefenerosion (die letztere Behauptung wird gestützt in der Ausbildungsart des Längsprofils; diese Verhältnisse sollen erst im folgenden Kapitel, an Hand des rezenten Profils, besprochen werden). Es scheint, dass in unserem Gebiet für die Herstellung der Stufenmündung der Seitenbäche eine beträchtliche Tiefenerosion des Gletschers nicht wesentlich bedingend ist. Hauptsache ist die seitliche Unterschleifung und damit die Abtragung der Talhänge; damit werden den Seitenbächen ihre untersten Talteile weggenommen, und sie müssen nach Weggang des Eises in Stufen ins Haupttal einmünden. Mit dieser Anschauung lässt sich auch die verschiedene Höhe der Mündungsstufen gut in Einklang bringen: ein grösserer Bach wird eine geringere Stufenmündung aufweisen als ein kleineres Seitenbächlein; sein Längsprofil war gerade vor dem Beginn der Vereisung ausgeglichener, gestreckter als dasjenige des kleineren Baches, dessen Profil kurz nach der Einmündung in den Hauptfluss steil anstieg.




Die folgende graphische Darstellung soll die besprochenen Verhältnisse noch näher beleuchten:



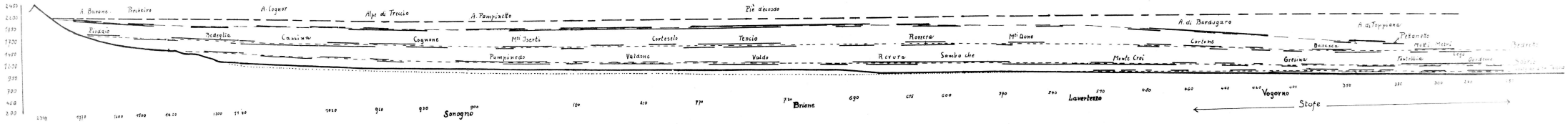
Die Talausweitung, die durch die steilen Teile der Seitengehänge direkt zum Ausdruck kommt, an deren Vernichtung sowohl die Bäche wie auch die Verwitterung in vermehrtem Masse arbeitet, geschah auf Kosten der oberen Teile der Talflanken, d. h. auf Kosten der am Talhang vorhandenen Bedrettoleisten, deren untere Teile der Unterschleifung wegen abstürzen mussten und vom Gletscher talauswärts getragen wurden. Daher ist die geringe Entwicklung der Trogschultern im Verhältnis zur Trogplatte wohl verständlich.

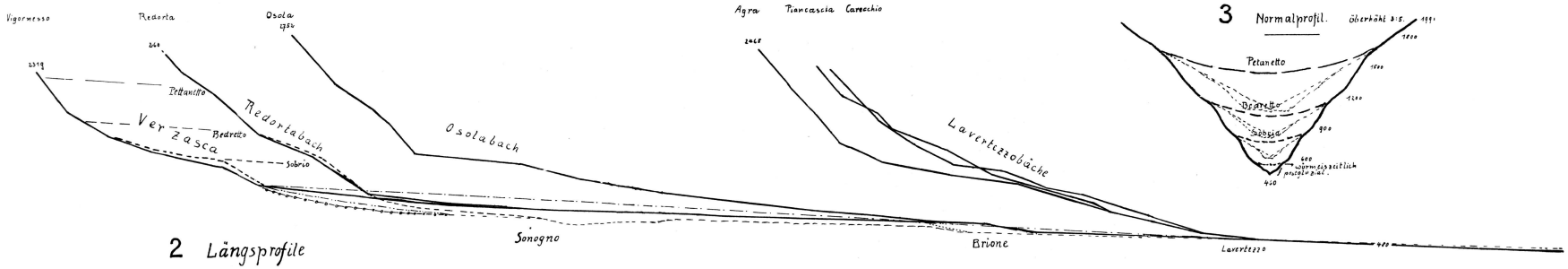
Damit haben wir die besondere Ausbildung und die spezifischen Verhältnisse der Sobrioleiste gegenüber dem Bedretto- und Pettanettosystem auf die Wirkung des eiszeitlichen Gletschers zurückgeführt. Durch diese Darstellung ist auch die Frage der Entstehung der Trogschultern, nämlich derjenigen Verflachungen, die über dem Bereich der Uebertiefung liegen und doch mit einer über 100 m mächtigen Eisschicht bedeckt waren, beantwortet. Die von Lautensach angenommene Unstetigkeit, die den Bereich der Uebertiefung einzuleiten hätte, erhalten wir durch die Ausbildung einer Talstufe im Längsprofil (direkt nachweisbar) in bedeutend grösserem Ausmasse als durch die Annahme einer im Talboden drin vorhandenen, schmalen Flusskerbe, die den Bereich der Uebertiefung eingeleitet haben sollte. Nach der entwickelten Anschauung lässt sich die Umwandlung der fluviatilen Talstufe in den Trogschluss (= Stufe mit einer noch kleineren Horizontalkomponente) als Wirkung des eiszeitlichen Gletschers leicht einsehen. Das Vorhandensein der Trogplatte, die den Bereich der Uebertiefung (= in vermehrtem Masse vom Gletscher überformt) von dem nicht übertieften Talgebiet trennt, ist somit als über der Talstufe gelegenes Bedrettotalstück gegeben. In dieser Darstellung haben wir zugleich die wesentlichen Erscheinungen der Uebertiefung, nämlich steile, parallele Wände, die unter die oft verschüttete Sohle eintauchen, prägnante Talstufen (allerdings nur überformte ältere, fluviatile Stufen) und die Stufenmündung der Seitentäler angeführt.

### *Tessin- und Verzascagletscher.*

Im Verhältnis zum eigentlichen Tessintal bildet das Verzascatal ein kleines Seitental. Der bedeutend mächtigere Tessingletscher wird sein Tal bei Bellinzona in weit grösserem Ausmasse geweitet und seiner Mächtigkeit wegen auch wesentlich mehr eingetieft haben. Die durch die Gletscherwirkung entstandene Stufenbildung des Verzascatales wurde von der Verzasca nach Rückzug der Gletscher ausgeglichen und zurückversetzt. Damit wurde eine neue Eintiefungsperiode eingeleitet, die nun im Gegensatz zu den früheren, älteren Eintiefungsfolgen, nicht so sehr durch Hebung des Gebirgskörpers, sondern eher durch die überweitende und übertiefende Wirkung des Tessingletschers verursacht wurde.

1 Die alten Talböden




2 Längsprofile der Verzasca, der Osola und der Lavertezzobäche

3 Normalprofil. Überhöht 3:5.

### *Alter des Sobriosystems.*

Das durch die in der Einzelbeschreibung erwähnten Sobrioleisten einstmals vorhandene Sobrioentwässerungssystem kann, was sein Alter anbelangt, nicht eindeutig bestimmt werden. Es stellt uns ein Talsystem dar, wie es nach dem Rückzug der Gletscher mit grösster Wahrscheinlichkeit mehrere Male vorhanden gewesen war. Nach Lautensach wäre die Sobriotalanlage in die Vor-Riss-Interglazialzeit zu legen. Diese Unsicherheit und die Vieldeutigkeit zeigt sich, wie bereits in der Einzelbeschreibung dargelegt wurde, oft in der Ungewissheit, welche von mehreren, gerade übereinander liegenden, schmalen Terrassenreste, gerade *einem* Eintiefungssystem, also dem Sobriosystem, angehören. Eindeutig bestimmt ist das Sobriosystem nur im unteren Teil des Haupttales, dann im Osolatal, in den Seitentälern und im Vigornessotal.

Das Sobriotalsystem, als Talanlage wie sie kurz nach dem Rückzug der Gletscher vorliegen musste, setzt für seine verhältnismässig grosse Entwicklung ein gut ausgereiftes fluviatiles System voraus. Nur eine schon fluviatil breite Talanlage konnte nach ihrer nochmaligen Ausweitung durch die Gletschertätigkeit solch breite Terrassen liefern, wie wir solche für das Sobriosystem an verschiedenen Stellen gesehen haben. Das Sobriotalsystem würde demnach seinem Alter nach kurz nach dem Rückzug desjenigen eiszeitlichen Gletschers entstanden sein, der nach einer möglichst langen Interglazialzeit das Verzascagebiet bedeckt hat. Die längste Interglazialzeit aber liegt zwischen Mindel- und Risszeit; infolgedessen glaube ich im Sobrioniveau das risseiszeitliche Talbett zu erkennen. Die fluviatile Talanlage des Sobriosystems würde also in die Mindel-Riss-Interglazialzeit fallen. Nach P. Beck müsste die Sobriotalanlage, die seinem Kirchetniveau entspricht, ins Pliozän (Astien) gestellt werden.

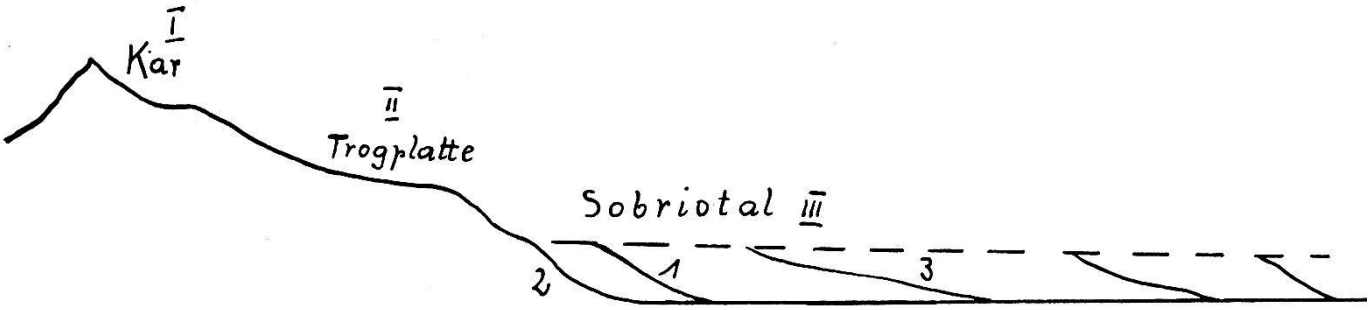
### *Die Entwicklung des Tales gegen das Ende des Eiszeitalters und in der Postglazialzeit.*

Nach der oben dargestellten Entwicklung musste der Sobriotalboden in der Riss-Würm-Interglazialzeit durch die ausgleichende Tätigkeit der Gewässer zerstört werden (alles unter der Voraussetzung, dass das Sobrioniveau gerade das risseiszeitliche Talniveau darstellen soll; dieses zeitliche Fixieren verhindert eine *allgemeine* Behandlung der Vorgänge nicht; auch wenn sich diese Annahme eindeutig als unrichtig erweisen würde, so wären an diesen Ableitungen nur geringfügige Abänderungen vorzunehmen). Die durch die Rissvergletscherung entstandenen glazialen Formen, die zum Teil der fluviatilen Entwässerung nicht entsprechen konnten, wurden durch die Gewässer langsam zerstört: Auffüllung der beckenförmigen Austiefungen, Zerschneiden der Mündungsstufen und Verlegung der Stufen talaufwärts. Wie weit nun der in das Sobrioniveau sich einschneidende neue Erosionszyklus, der vorwiegend durch die übertiefende und überweitende Tätigkeit der Gletscher verursacht wurde, ausreifen konnte, bis die Täler durch die in der Würmeiszeit entstandenen Gletscher wieder angefüllt wurden, lässt sich nicht nachweisen. Kleinere Terrassenreste, die möglicherweise ein letztes inter-

glaziales, ausgereiftes fluviatiles System andeuten könnten, finden wir im oberen Talteil unter den Sobrioverflachungen an mehreren Stellen vor. Sie sind jedoch im Verhältnis zu den anderen Terrassen zu gering entwickelt und sie fehlen oft auf weite Strecken hin, so dass es ein unmögliches Unterfangen wäre, ein weiteres Talsystem rekonstruieren zu wollen. Dagegen lässt sich die Talanlage nach Rückzug des Würmgletschers, die im oberen Talgebiet vorwiegend trogförmig gestaltet ist, nun gut überblicken; diesen Verhältnissen wollen wir uns nun zuwenden.

Analoge Betrachtungen, wie wir sie für das Sobrioniveau durchgeführt haben, müssten wir nun auch für die letzte nacheiszeitliche Talbildung durchführen. Wir brauchen demnach nur das rezente, postglaziale Längsprofil und die postglazialen Querprofile, die wir mit verhältnismässig grösster Sicherheit konstruieren können, zu besprechen.

a) *Längsprofil:* Die in der Risseiszeit entstandenen Talstufen wurden in der folgenden Interglazialzeit durchschnitten und talaufwärts zurückverlegt. Die Art und Weise, wie sich diese Zurückverlegung wohl vollzogen hatte, haben wir schon angedeutet. Das Wesentliche sei hier nochmals hervorgehoben: Eine der primären Mündungsstufe möglichst gleichartige bildete sich erst wieder im Talhintergrund aus; im mittleren Talstück selbst erfolgte die Zurückverlegung der Gefällsunstetigkeit in der Weise, dass die primäre Stufe « gestreckt » wird, d. h. dass sich die Gefällszunahme auf eine längere Strecke hin ausdehnt; die Zurückverlegung der Stufe erfolgt also nicht derart, dass die Mündungsstufe einfach parallel sich selbst talaufwärts verlegt wird. (Ein direkter Beweis dieser Anschauung wird durch die postglaziale Zerschneidung der Mündungsstufe am Talausgang und die Art ihrer Rückwärtsverlegung gegeben.)




Es sind dann drei wesentlich verschiedene Ausbildungsmöglichkeiten der neuen Stufe wohl zu unterscheiden:

*1. Fall:* Würde die Interglazialzeit von genügend langer Dauer gewesen sein, so hätte sich eine Talstufe von kurzer Horizontalerstreckung im Talhintergrund gebildet, die dann durch den würmeiszeitlichen Gletscher zu einem zweiten Trogschluss überformt worden wäre. Als 2. Trogplatte hätten wir dann ein glazial nur wenig modifiziertes Stück des Sobriotalbodens vor uns.

Beispiel: Vigornessotal (Bedrettotrogplatte ist Piodajo, Sobriotrogplatte ist das Talstück bei Corte di Pianca); dann Lavertezzotäler; Agratal: Bedrettotrogplatte ist untere Alp Legnascio (1800 m), Sobriotrogplatte ist das Talstücklein bei Fumegne usw.

*2. Fall:* In kürzeren Tälern ist eine weitere Ausbildungsmöglichkeit der Stufe naheliegend, nämlich die, dass die Talstufe bis in die Nähe des schon vorhandenen Trogschlusses zurückverlegt wurde und somit der Sobriotalboden nur noch als äusserst schmale Trogplatte vorhanden sein kann oder dass die Talstufe bis an den Bedretto-Trogschluss heran zurückverlegt wurde und die Sobriotrogplatte damit überhaupt fehlen muss. Sie würde dann nur noch durch das Ausklingen der seitlichen Leisten auf einer bestimmten Stufenhöhe angedeutet werden.

Beispiel: Val Motto, Val d'Efra, Val Redorta.

*3. Fall:* In einem grösseren Tal mit relativ geringer Wasserführung war die Dauer der Interglazialzeit zu kurz, um die primäre Stufe bis an den Talschluss zurückverlegen zu können. Es musste sich dann im oberen Talteil eine Stufe ausbilden, die sich allerdings auf eine beträchtlich grössere, horizontale Ausdehnung erstrecken musste. Die glaziale Umformung hat dann eine solche lange Stufe auch nicht in eine Trogschlussform umwandeln können. Ueber dieser nur wenig glazial modifizierten Stufe muss sich dann noch ein längeres Stück Sobriotalboden vorfinden, das sich talauswärts in Gehängeleisten fortsetzt.

Beispiel: Osolatal, lange Stufe oberhalb Valdo; Bedretto-Trogplatte ist Alp Sambucco, Sobriotalboden (hier können wir nicht mehr von Trogplatte sprechen, da zu lang und keine steile Stufe auf den unteren Talboden) ist Alpe Osola.

Bei den Ausbildungsformen 1 und 2 erkennen wir am Fuss der Stufe stets eine heute mit Schutt aufgefüllte beckenförmige Austiefung der anstehenden Talsohle, die bei Form 3 fehlt. Eine langgestreckte Stufe geht eben gut in den unteren Talteil über, die Gefällsunstetigkeit macht sich nicht in dem Masse bemerkbar wie bei Fall 1 und 2.

(Anmerkung: Fall 2 entspricht dem für das Bedrettoniveau angeführten Grenzfall 1, Seite 52; Fall 3 entspricht dem auf derselben Seite unten angeführten zweiten Grenzfall.)

Konfluenzstellen werden wir dieselben erhalten, die wir schon im Abschnitt über das Sobriosystem kennen lernten; eine Stelle vermehrter Tiefenerosion und vermehrter unterschneidender Wirkung der eiszeitlichen Gletscher würde demnach bei Brione vorliegen (Folge: Bergsturz) und eine weitere bei Sonogno; diese letztere Konfluenzstelle muss sich jedoch in bedeutend geringerem Masse entwickelt haben, ist doch der Redortagletscher eher stauend gegen den Vigornessogletscher vorgestossen und hat ihn stark an die Ostseite des Tales gedrückt (Folge: Gute Erhaltung der Sobrioleiste « Valdone » auf der Westseite des Tales, da hier die unterschneidende Wirkung ein Minimum war).

In der Postglazialzeit wurden vorerst die Mündungstufen der Seitentäler wie diejenige des Verzascaflusses relativ zum Tessinfluss (Höhe 150 m + Höhe der Aufschüttung im Tessintal) durchschnitten und die Gefällsunstetigkeiten ausgeglichen. Wir wollen daher in diesem Abschnitt noch einige Betrachtungen über das rezente Längsprofil der Verzasca durchführen. Die grossen Züge haben wir schon im Abschnitt « Zusammenfassung » festgestellt. Wir sahen, dass an denjenigen Stellen, an welchen das durch den würmeiszeitlichen Gletscher überformte Tal den Gleichgewichtsbedingungen der Wasserläufe nicht entsprach, entweder Aufschüttung oder Zerschneidung stattfinden muss. Zerschneidung und Abtragung finden wir vor im Gebiet der Talstufen (Mündungsstufe, Stufe bei Casa nuova) und im oberen Teil der Erosionsterminante. Mit Alluvionen und Bergsturzschutt bedeckt ist heute beinahe das ganze Vigornessotal und noch in vermehrtem Masse das Talstück von Sonogno gegen Brione-Lavertezzo zu. Es muss sich also hier um eine für den Fluss zu tiefe primäre Talanlage gehandelt haben, sehr wahrscheinlich um teilweise beckenförmige Ausbildung der riss-würm-interglazialen Talanlage. Verbinden wir im konstruierten Längsprofil (Tafel III, Nr. 2) die Stelle, wo das Anstehende im Vigornessotal untertaucht, mit derjenigen, an der die Gneise wieder auftauchen einige 100 m nördlich von Lavertezzo, so würde ein solches gleichsinniges Talprofil den tatsächlichen Verhältnissen *nicht* entsprechen (—.—.—.). Unser heutiges Tal läge bei Sonogno gegen 100 m zu tief; etwas nördlich Brione schneidet diese Linie den heute mit einer mächtigen Alluvionenschicht bedeckten Talboden. Bei Brione selbst müsste der anstehende Fels etwa 30 m unter der aufgeschütteten Talsohle vorhanden sein, während bei Chiosetto, gerade südlich von Brione, das heutige Tal wie bei Sonogno um 30 bis 50 m zu tief liegen würde und hier schon Anstehendes im Talweg auftauchen sollte.

Folgende Ueberlegung kann uns für die Erklärung der heutigen Talanlage dienlich sein: Da wir die Talstufe im Vigornesso als allerdings glazial modifiziertes Ende einer Eintiefungsfolge betrachtet haben, so wird das ihr angehörende Längsprofil eine der Erosionsterminante ähnliche Form aufgewiesen haben (wobei gerade die sich bildende Stufe von casa nuova das steile Endstück derselben dargestellt hat). Setzen wir also die im unteren Talteil gut nachweisbare anstehende Talsohle talaufwärts fort (— — — —; —..—..—) und verbinden wir sie in der Form einer Erosionskurve mit dem Fusspunkt der Stufe, so erhalten wir ein Längsprofil, das auch den tatsächlichen Verhältnissen gut Rechnung trägt; eine unter der Stufe von casa nuova vorhandene, schwach beckenförmige Austiefung (o — o — o —) scheint nach der Art und Weise, wie die Seitenbäche untertauchen, wahrscheinlich zu sein; von einer starken glazialen Eintiefung kann aber nicht gesprochen werden. Das zeigt sich schon darin, dass das Verzascawasser erst bei Sonogno wesentlich in den Alluvionen versickert, hier also deutlich ein Konfluenzbecken anzeigt, während man im Vigor-

nessotal eher den Eindruck einer nicht allzu tief liegenden anstehenden Talsohle erhält (gestützt durch Beobachtungen über den Verlauf des Anstehenden im Bett der zahlreichen Seitenbäche). Setzen wir diese Betrachtung weiter talabwärts fort, so erhalten wir als Zahlenwert für die Höhe der Alluvialauffüllung des Tales bei Gerra rund 60 m, nördlich Brione rund 50 m; die gezogene Linie (— — — — —) über Brione aus fortgesetzt, würde am Fuss des Bergsturzes anstehendes Gestein verlangen; die anstehende Talsohle tritt aber erst einige Kilometer weiter talabwärts hervor; eine gute Lösung erhalten wir mit der Annahme einer bei Brione rund 50 m betragenden Konfluenzstufe; verbinden wir sodann die Stelle nördlich Lavertezzo auf diese Weise mit dieser angenommenen Unstetigkeit im Längsprofil mit der Stelle, wo die Gneise bei casa nuova untertauchen, so gibt uns dieses anstehende Talbodenprofil die heutigen Verhältnisse in recht befriedigender Weise wieder. Ziehen wir diese Linie weiter talauswärts, so fällt sie genau mit der Profillinie des anstehenden Talbodens zusammen (Linie dünn ausgezogen).

Aus dieser durchgeführten Betrachtung über das anstehende Längsprofil des Verzascatales lässt sich auch mit einiger Wahrscheinlichkeit ein Zahlenwert über die Grösse der Tiefenerosion des eiszeitlichen Gletschers ableiten. Wir gehen nochmals von der Sobriotalanlage aus, in die hinein der Uebertiefung und Ausweitung wegen sich ein neuer Erosionszyklus einschnitt (der letzte interglaziale). Dabei wurden die Talstufen in der beschriebenen Weise talaufwärts zurückverlegt. In unserem Falle (Haupttal) würde es sich, wie wir wissen, um die Talstufe von casa nuova handeln; das entsprechende interglaziale Flussbett wird, wenn man sich diese Stufe als obersten Teil der Erosionsterminante vorstellt, ungefähr die Form aufgewiesen haben, die durch die ausgezogene Linie im Längsprofil angedeutet wird (natürlich ohne die Unstetigkeitsstelle bei Brione). Das heisst: das interglaziale Längsprofil wird ungefähr (gleich vor Beginn der Würmeiszeit, also am Ende der Interglazialzeit) mit dem heutigen Talwegprofil im Talabschnitt casa nuova-Brione zusammengefallen sein. Heute liegt aber der anstehende Talboden, wie oben zu zeigen versucht wurde, im Mittel rund 50 m unter dem Talweg (von den lokalen Konfluenzstellen sehen wir ab) und dieser Wert, 50 m, müsste der glazialen, würmeiszeitlichen Tiefenerosion zugeschrieben werden. Die gesamte Eintiefung von der rissglazialen Talsohle (= Sobrioniveau) auf die würmglaziale Talsohle (= heutiger anstehender Talboden) lässt sich im Mittel auf 200 bis 250 m berechnen; der glazialen Eintiefung müssten demnach rund 20—25% der Gesamteintiefung zugeschrieben werden.

Immer unter der Voraussetzung, dass die Sobrioanlage risseiszeitlich ist. Ist sie dagegen älter, so würde dieser der Eistiefenerosion zuzuschreibende Wert noch bedeutend kleiner; diese 20—25% stellen also den *Maximalwert* dar.

b) *Querprofil:* Wir haben bei der Betrachtung der Querprofile bezüglich des Sobriosystems neue wesentliche Verhältnisse gefunden,

die wir auf die Tätigkeit des Gletschers zurückzuführen gezwungen waren; so trat uns vor allem die starke Wandversteilung der Seitengehänge zwischen Bedretto- und Sobriosystem als kennzeichnend für die Gletschertätigkeit vor Augen. Genau dieselben Verhältnisse, zum Teil noch in vermehrtem Masse, finden wir auf die heutige Talsohle bezogen vor, insbesondere für die oberen Talteile. Ueberaus steil fallen die Wände im Vigornessotal und im Redortatal ab (Photo Nr. 3), indem sie eine teilweise von Abwitterungsschutt erzeugte trogförmige Ausbildung aufweisen. Noch bis nach Brione hinunter kommt die Trogform des Haupttales vor allem an der östlichen Talseite zum Ausdruck. Vollkommen trogförmige Talstücke mit beinahe senkrechten Wänden finden wir in den Lavertezzotälern. Auch das Osolatal besitzt eine deutliche Trogform, die *talaufwärts* immer besser zur Geltung kommt.

Die im Abschnitt über das Sobrioniveau durchgeführte eingehende Betrachtung über die Umwandlung des Talquerprofils durch den eiszeitlichen Gletscher gilt in entsprechender Weise auch für die würmeiszeitliche Gletschertätigkeit. Um so bedeutender war die Unterschleifung und Abtragung der Talflanken, je grösser die Geschwindigkeit des Eises war; daher sind gerade die im Bereich des Nährgebietes der Gletscher gelegenen Täler (also das Haupttal bis gegen Brione zu, alle Seitentäler nördlich Brione und die weit ins Gebirgsmassiv hineingreifenden Lavertezzotäler) in stärkerem Masse eiszeitlich überformt, als die weiter gegen Süden zu eingetieften Täler, allwo die Bewegung des Eises eine beträchtlich geringere sein musste. Bei der Betrachtung der Querprofile des Haupttales zeigt sich das Abnehmen der glazialen Ueberformung gegen den Talausgang zu unzweideutig (man vergleiche Serie 1 mit Serie 5 und 6). Dieselben Verhältnisse erkennen wir auch beim Vergleichen der Querprofile der Nebentäler (z. B. Redorta-Mergosciatal).

Am Fusse der Talstufen und in dem gerade an die Stufe talabwärts anschliessenden Talstück musste sich, wegen der durch die Stufe bewirkten Geschwindigkeitszunahme des Eises, die Stelle grösster glazialer Tätigkeit vorfinden; wir werden also gerade in dem unterhalb der Stufe liegenden Talstück die beste trogförmige Entwicklung erkennen können. Damit ist die in der Einzelbeschreibung erwähnte eindrucksvolle Trogform der Täler an diesen Stellen auf die Wirkung des eiszeitlichen Gletschers zurückgeführt. Diese letzte starke Ausweitung der Talanlage ging naturgemäss auf Kosten der Sobrioleisten, die unterschliffen wurden, abstürzten und teilweise schon durch den Gletscher talauswärts verfrachtet wurden oder erst nach Rückzug des Eises abstürzten und heute als Bergsturzschutt auf dem Talboden aufliegen. Beispiele hiezu: Die rechte Talflanke bei Pinello (Sonogno) bildet eine grosse ungegliederte Geröllhalde aus Bergsturz- und Abwitterungsschutt; daher ihre mässige Neigung gegenüber der linken, sehr steilen Flanke. Bergsturzschutthalde im oberen Redortatal und im oberen Osolatal usw. Alle grossen, in der Einzelbeschreibung

aufgeführten Schutthalden sind durchwegs (der unterschleifenden Tätigkeit des eiszeitlichen Gletschers wegen) die ehemaligen, heute abgestürzten, Sobrioleisten.

Wir wollen nun noch die verschiedenen rekonstruierten Talsysteme, was ihre gegenseitige Höhenlage und ihren relativen Eintiefungswert betrifft, kurz betrachten. Aus der Zusammenstellung der Quer- und Längsprofile für das Haupttal zeigt sich, dass die für das folgende, jüngere Talsystem jeweilig erfolgte Eintiefung stets ungefähr denselben Betrag aufweist; bei sonst gleichen Umständen würde den aufgeführten Talsystemen in der Talgeschichte eine harmonische Verteilung zukommen. Folgende tabellarische Uebersicht mag dies noch näher zeigen:

| Terrassenhöhe am Talausgang | | Höhe der Talböden bei Confina | Brione | Lavertezzo | Vogorno | Mittlerer Höhenunterschied |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1500 | Pettanetto: | 1800 | 1650 | 1450 | 1150 | |
| | | | | | | 350—400 m |
| 900—1000 | Bedretto: | 1450 | 1250 | 1100 | 900 | |
| | | | | | | 350 m |
| 600 | Sobbio: | 1150 | 870 | 700 | 570 | |
| | | | | | | 220—250 m |
| 350 | Rezent: | 960 | 720 | 710 | 420 | |

Es zeigt somit der Eintiefungsbetrag Pettanetto-Bedretto (rein fluviatile Entwicklung) den grössten Zahlenbetrag. Zwei Usachen können diese grosse Eintiefung bewirkt haben: a) Starke Hebung des Gebirgskörpers und b) genügend lange Zeit, damit das Talsystem ausreifen und sich weit einschneiden konnte.

Die grosse mittlere Höhendifferenz Bedretto-Sobrio überrascht nicht, wenn wir im Sobriosystem die gerade nachrisseiszeitliche Talanlage betrachten; wirkten doch zur Ausbildung dieses Systems drei Eiszeiten und zwei Interglazialzeiten, sowie ein Teil der präglazialen Zeit mit. Die geringste Höhendifferenz, 200—250 Meter, müsste dann der letzten Interglazialzeit, der Würmeiszeit und der Postglazialzeit zugeschrieben werden. Diese für eine relativ kurze Zeit grosse Eintiefung lässt sich aber mit den in dieser Arbeit entwickelten Gedanken gut in Einklang bringen. Durch die grosse risseiszeitliche Ausweitung und wohl auch Eintiefung der Täler wurden entsprechend hohe Stufen gebildet (hauptsächlich Stufe Verzasca-Tessin), die in der folgenden Interglazialzeit durchschnitten wurden, so dass eine grosse Taleintiefung in relativ kurzer Zeit stattgefunden hatte.

### *Uebersicht über die im Verzascagebiet vorhandenen Formen.*

1. *Glazial:* Schöne, halbkreisförmige Trogschlüsse, tiefe Trogtäler und die überaus häufige Bedeckung der Talhänge und des Talbodens mit Bergsturzschutt, ferner die relativ grosse Ausweitung kleinerer Seitentäler, die häufig beckenförmige Austiefung des anstehenden Talbodens, all diese Formen haben zu ihrer Entstehung eine intensive Vergletscherung verlangt. Wir werden demnach auch alle anderen spezifisch glazialen Formen vorfinden, wie Rundhöckerlandschaften (Piodajo), Schliffborde und zu Karen überformte, alte Quelltrichter. Es fehlen aber ausgesprochene, gut bestimmbare Moränenzüge, die uns zur Bestimmung der Gletschermächtigkeit dienen könnten; einzelne Rückzugsmoränen glauben wir im oberen Vigornessotal bei Corte di Pianca und im Redortatal bei Pescunegro zu erkennen. Ebenfalls finden wir einzelne Moränenwälle (zum Teil stark verwaschen) in einigen Karen drin (Baronekar, Evakar, Loggiakar). Dann ist es der herrschenden Gleichmässigkeit des Gesteins wegen

sehr schwer, erratische Felsblöcke als solche genau zu bestimmen. Es bleibt dann zur Bestimmung der Gletschermächtigkeit nur die eine Möglichkeit übrig, nämlich die Beobachtung der Höhe der Schliffkehlen. Mit grösster Sicherheit lassen sich zumeist die vom Eis überschliffenen von den nicht überschliffenen, splitterigen Hangpartien unterscheiden: dadurch lässt sich wenigstens der maximale Eisstand ermitteln. Eine nachweisbare Abhängigkeit der Gletschertätigkeit, sei es in Richtung oder in Grösse, von der tektonischen Struktur dieses Talgebietes ist nicht ersichtlich. Möglichst geradlinig suchte der Gletscher seinen Weg talauswärts, und wo das vorhandene Tal Biegungen macht, finden wir auf der Aussenseite eine stärkere, durch den Gletscher bewirkte Unterschneidung.

2. *Fluvial:* V-förmige Talanlagen der zahlreichen Bäche, überaus tief in die Bergflanken hineingefressene schmale Kerben, tiefe, ausgeglichene Schluchten (Haupttal: Mündungsstufe in einer über 6 km langen Schlucht, bis nach Lavertezzo hinauf), ausgeglichene Mündungsstufen der Seitentäler, all das spricht zugunsten einer beträchtlichen fluviatilen Bearbeitung dieses Talgebietes. Dies trifft vor allem auf das untere Talgebiet zu, das einen überwiegend fluvialen Charakter besitzt (ungeheuer tiefe Schluchten des Mergoscia-, Porta- und Corippobaches). Die oft mächtigen, auf dem Talboden des Haupttales und der grösseren Seitentäler auflagernden Schuttkegel, die vorwiegend steil geböscht und nur kurz sind, zeigen uns die starke, erosive Tätigkeit der Gewässer deutlich an. Oft liegen die Schuttkegel so nahe aneinander, dass regelrechte Schutterrassen entstehen, in die sich die Bäche zum Teil wieder eingeschnitten haben. Da, wo die Flüsse eine durch den Gletscher bewirkte, zu tiefe Talform vorfanden, legten sie grosse Aufschüttungssohlen an, um ein ihnen entsprechendes Talprofil zu erhalten (am Fusse jeglicher Talstufe, zwischen Sonogno und Brione). Im Gegensatz zum Gletscher zeigt sich für das fliessende Wasser eine beträchtliche Abhängigkeit von der Tektonik, der Lagerung der Gesteine, der Gneisbänke. Die zahlreichen unzweideutig nachweisbaren epigenetischen Laufstücke zeigen dies klar an.

Die Wirkung einer intensiven Verwitterung erkennen wir in den höheren Bergregionen: Starke Auflösung der Bergkämme in Scharten und abenteuerliche Gratformen, oft vollständige Zerspaltung der Gipfelformen in aus mehr oder weniger grossen Blöcken zusammengesetzte Massen, breite Schuttzonen, ja ausgedehnte Blockmeere (Rognoi) am Fusse der Felwände, all das beweist die Grösse und die Bedeutung der Verwitterung in unserem Talgebiet. Wie schon erwähnt, findet man kaum mehr Gletscherschliffe auf anstehenden Felsen vor; es sind die äusseren Felsschichten in einem zu grossen Masse verwittert und zum grössten Teil abgebröckelt.

### *Schlussfolgerungen.*

Die im Laufe der Arbeit gewonnenen Resultate seien hier kurz zusammengestellt.

1. *Längsprofil.* Die in den Längsprofilen der verschiedenen Täler vorhandenen Talstufen stellen die Endstücke ehemaliger Eintiefungsfolgen dar: Der über der Stufe liegende Talboden setzt sich in Form von Gehängeleisten talauswärts fort; er gehört einer älteren Eintiefungsfolge an.

2. *Querprofil.* Die verschiedenen Querprofile zeigen uns sowohl fluviatile wie glaziale Abtragungsformen.

*Haupttal:* Der südlichere Teil, von Brione her talauswärts, zeigt im allgemeinen ein weitgeöffnetes V-förmiges Profil, in welchem glaziale Formen gegenüber den fluviatilen stark zurücktreten. Der nördlich von Brione gelegene Talteil zeigt dagegen überwiegend ein U-Profil, eine mehr oder weniger gute Entwicklung der Trogform. Es tritt der Taltrog um so deutlicher in Erscheinung, je weiter *talaufwärts* das Talquerprofil beobachtet wird. Uebergangszone bildet das Talstück Lavertezzo-Brione, wo die deutliche trogförmige Ausbildung des Tales gegen Brione zu immer prägnanter in Erscheinung tritt.

*Seitentäler:* Die kleineren Seitentäler, die sich im Talgebiet südlich Lavertezzo vorfinden, verraten eindeutig eine überwiegende fluviatile Entstehungsweise; sie zeigen eine im Mittel nicht weit geöffnete V-Form, und sie münden in gänzlich durchschnittenen Stufen gleichsohlig ins Haupttal ein; die Stufe selbst lässt sich nur noch schwer nachweisen; sie war jedenfalls nie völlig entwickelt vorhanden. Wesentlich anders sieht das Querprofil der Seitentäler aus, die sich im oberen Talbereich vorfinden. Alle, auch die kleineren, wie Val Motto und Val d'Efra, weisen eine unverkennbare trogförmige Ausweitung auf, die um so auffälliger ist, je grösser die Talanlage ist und je weiter sie ins Bergmassiv hineingreift. Mit deutlichen, noch nicht völlig durchschnittenen Stufen münden die Seitenbäche ins Haupttal. Eine im Trogboden dieser Täler postglaziale kleine Schlucht zeigt die beginnende Durchschneidung und Zurückverlegung der Mündungsstufe an.

3. *Pettanettoniveau.* Das Pettanettoniveau war schon in der Präglazialzeit angelegt worden und wurde während der Dauer der Eiszeit in dem Sinne glazial überformt, dass durch Wandverwitterung und Wandversteilung, durch teilweise Rückvertiefung und Beckenbildung *Kare* gebildet wurden (Ursprungskare).

4. *Allgemeine Gletscherwirkung.* Die schon fluviatil eingeschnittenen V-Formen der Täler wurden durch die eiszeitlichen Gletscher in Trogformen mit steilen Trogwänden umgeformt (Lavertezzotäler). Die fluviatil weniger tief eingeschnittenen, höher gelegenen Talstücke (wie Orgnanatal, Gangellotal, Talstücke, die über den Talstufen liegen, wie oberes Vigornesso usw.) die in ihrer fluviatilen Ausbildung eine sehr weit geöffnete V-Form aufweisen mussten, erhielten durch den Gletscher eine weite, trogförmige Gestalt.

5. *Spezielle Gletschertätigkeit.* Die Gletschertätigkeit, die Uebertiefung, ist sowohl im Sinne einer Ausweitung wie im Sinne einer Eintiefung der Talanlage zu verstehen.

*Vorwiegend ausweitende Tätigkeit:*

*a)* an der Aussenseite von Talkrümmungen;

*b)* an Stellen, wo der Hauptgletscher durch relativ grosse Seitengletscher an die entsprechende Talflanke gepresst wurde.

*Vorwiegend eintiefende Tätigkeit:*

*a)* am Fusse der Talstufen fand eine beckenförmige Eintiefung statt;

*b)* an den Vereinigungsstellen des Hauptgletschers mit einem grösseren Seitengletscher (Konfluenzeintiefungen).

6. Die Rekonstruktion alter Talböden lässt sich nicht aus der Höhe der Stufenmündungen ausführen, die bedingt sind je nach der Tiefe der Talanlage in den Interglazialzeiten (siehe 8).

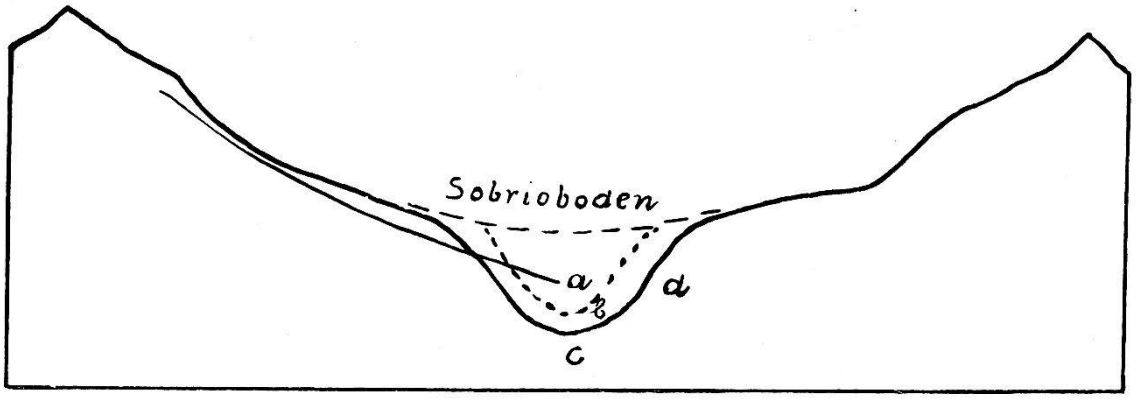
7. Grösse der reinen glazialen, würmeiszeitlichen Eintiefung.

1. *Berechnung aus dem Längsprofil:*

Die im Abschnitt über die Postglazialzeit durchgeführte Berechnung hat als Wert für die würmeiszeitliche Eintiefung den Betrag von 50 Meter ergeben, oder den Prozentualbetrag von 20—25 % bezüglich der Gesamteintiefung seit dem risseiszeitlichen Sobriosystem (Voraussetzung).

2. *Berechnung aus dem Querprofil:*

Es lässt sich nun auch anhand der konstruierten Querprofile eine analoge Berechnung durchführen. Als Querprofil wählen wir ein Profil, das uns zugleich ein Seitental mit einer Stufenmündung zeigt (etwa Cima-il-Motto-Bach, Osolatal). Das Profil sieht rein schematisch folgendermassen aus:




Der Betrag der rein glazial erfolgten Eintiefung ergibt sich als Differenz aus dem Betrag der Gesamteintiefung seit dem Sobriosystem und dem Betrag der in der Interglazialzeit erfolgten fluviatilen Eintiefung. Den ersten Betrag können wir relativ sicher aus den Querprofilen ablesen. Dagegen ist die Grösse der letzten, interglazialen Eintiefung nur indirekt, und zwar etwa auf folgende Weise berechenbar: Wir verlängern den Talweg des Seitenbaches über die Trogwand hinaus, in der Form des untersten Teiles einer Erosionsterminante, bis gegen die Talmitte zu (Punkt « a »). Es gibt uns somit die Höhe zwischen Punkt a und dem Sobriotalboden einen angenäherten Wert für den Betrag der fluviatilen Eintiefung. Wir haben damit stillschweigend das gleichsohlige Einmünden des Seitenbaches in das interglaziale Hauptbachbett vorausgesetzt (die postglaziale Eintiefung des Seitenbaches oberhalb der Stufenmündung können wir in erster Annäherung vernach-

lässigen). Es ist nun aber sehr wohl möglich und eher wahrscheinlicher, dass der bedeutend kleinere Seitenbach noch mit einer Stufe in das tiefere Bett des Hauptbaches einmündete; wir müssten dann den fluviatilen Talweg bei Punkt « b » annehmen; diese tiefere Haupttallage ist deshalb die wahrscheinlichere, weil die auf die mächtige risseiszeitliche Vergletscherung folgende Interglazialzeit zu kurz war, um ein völlig ausgereiftes Flußsystem entstehen zu lassen. Die Höhe « b—c » würde uns somit den Betrag der reinen glazialen Eintiefung in erster Annäherung angeben; allgemein lässt sich demnach sagen, dass ihr Zahlenwert umgekehrt proportional dem Wert der früheren interglazialen Eintiefung ist. Es gibt uns dann die Strecke « a—d » die Grösse der Ueberweitung an, die mindestens ebenso gross ist wie die der Eintiefung. Diese Konstruktion im richtigen Maßstab durchgeführt, gibt uns einen Prozentualwert von 25—30 % der gesamten Eintiefung zugunsten der rein glazialen, würmeiszeitlichen Eintiefung; dieser Wert stimmt gut überein mit dem aus dem Längsprofil errechneten.

8. *Hängetäler.* Zugunsten einer beträchtlichen glazialen Uebertiefung sprechen weiter die vorhandenen Hängetäler. Schon die grosse Talausweitung, die sich bei der Umformung der Flusstäler in die trogförmigen Gletschertäler vollzogen, hatte genügt, um Stufenmündungen hervorgehen zu lassen. Dazu kommt eine örtlich recht verschiedene glaziale Eintiefung, wodurch die Höhe der Stufenmündung noch vergrössert wurde. Es lässt sich deshalb aus der Höhe der Stufenmündung kein Zahlenwert für den Betrag der glazialen Eintiefung allein herleiten; diese Höhe der Stufenmündung ist in erster Linie abhängig von der Grösse des Seitentales und vom Reifestadium der ehemaligen fluviatilen Entwässerungsanlage.

9. *Folge der Uebertiefung.* Als Folge der unterschneidenden Wirkung des Gletschers, der Ausweitung und damit der Versteilerung der Talflanken, ist die grosse Verschüttung der Seitengehänge mit Bergsturzschutt anzusehen. Die senkrecht zur Streichrichtung verlaufende Klüftung der vorwiegend wagrecht gelagerten Gneisbänke begünstigte die Bildung der zum Teil überaus steilen Talflanken.

10. Die drei von Lautensach angegebenen Talsysteme lassen sich im Verzascagebiet aus der Unmenge der vielen Einzelformen, insbesondere der Abtragungsformen, mit grosser Wahrscheinlichkeit angeben und verfolgen.

## Literatur-Verzeichnis.


1. A. Aeppli: Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beitr. z. geol. Karte d. Schw., N. F., Lief. 4. Bern 1894.
2. O. Ampferer: Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Zeitschrift f. Geomorphologie. Bd. I. 1925.
3. P. Beck: Ueber das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Ecl. geol. helv., vol. 26. 1933.
4. P. Beck: Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Ecl. geol. helv., Vol. XVI. 1921.
5. A. Bodmer: Terrassen und Talstufen der Schweiz, ein Beitrag zur Erklärung der Talbildung. Zürich 1880. Diss.
6. L. Bosshard: Der Bau der Tessinerkulmination. Ecl. geol. helv., vol. XIX. 1925.
7. J. Brunhes: Le problème de l'érosion et du surcreusement glaciaire. Actes de la Soc. helv. des Sc. nat., 90e session. Fribourg 1907.
8. K. Diwald: Glazialmorphologische Probleme in ihrer Beziehung zu der Lehre von den Eintiefungsfolgen. Eiszeit, Bd. III. 1926.
9. E. Fels: Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. Ergänzungsheft zu Peterm. Mitt., Nr. 202. 1929.
10. A. Ferrari: Le Tessin. Le Choix des Unités régionales comme méthode de la géographie scientifique. Diss. Freiburg i. Ue. 1922.
11. O. Flückiger: Glaziale Felsformen. Ergänzungsheft zu Peterm. Mitt., Nr. 218. 1934.
12. J. Früh: Ueber Form und Grösse der glazialen Erosion. Verhandlg. der Schw. Naturf. Ges. in St. Gallen. 1906.
13. J. Früh: Geographie der Schweiz. Bd. I. Natur des Landes. St. Gallen 1930.
14. A. Gerber: Die Entwicklung der geographischen Darstellung des Landes Tessin bis 1850. Heidelberg 1920.
15. E. Gogarten: Ueber alpine Randseen und Erosionsterrassen, im besonderen des Linthtales. Gotha 1910.
16. A. Heim: Geologie der Schweiz. Bd. III. Leipzig 1920/22.
17. A. Heim: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirge. Basel 1878.
18. E. Heydweiler: Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses. Ecl. geol. helv., vol. XV. 1918.
19. H. Hess: Der Taltrog. Peterm. Mitt. 1903.
20. W. Kraiszl: Topographisches Felszeichnen. Ergänzungsheft Nr. 1 zum Schweiz. Geograph. Bern 1930.
21. M. Koncza: Contribution géographique et topographique à l'étude des Cirques de Montagnes. Fribourg 1909.

22. H. Lautensach: Die kleinen Seebecken der Tessineralpen. Zeitschrift für Gletscherkunde. Bd. IX. 1914.

23. H. Lautensach: Die Uebertiefung des Tessingebietes. Penck's geogr. Abhandlg. N. F., 1. Leipzig 1912.

24. H. Liez: Karte der Verteilung der mittleren Höhen in der Schweiz. Jahresbericht der geogr. Ges. in Bern. Bd. XVIII. 1900/02.

25. F. Machaschek und W. Staub: Morphologische Untersuchungen im Wallis. Ecl. geol. helv., vol. XX. 1927.

26. E. de Martonne: Traité de géographie physique. 1909.

27. E. de Martonne: L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. Ann. de Géogr. XX. 1911.

28. F. Nussbaum: Die Täler der Schweizer Alpen. Bern 1910.

29. F. Nussbaum: Tal- und Bergformen des Vispgebietes. Jahrbuch des S. A. C. 1926.

30. F. Nussbaum: Die Talbildung in den Alpen. Jahrbuch des S. A. C. 1910.

31. F. Nussbaum: Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. Bern 1906.

32. F. Nussbaum: Ueber Ungleichheiten der Gletschererosion im schweiz. Mittelland und in den Alpen. Ecl. geol. helv. 1925.

33. F. Nussbaum: Morphologische Studien in den östlichen Pyrenäen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Jg. 1930. Nr. 5/6.

34. F. Nussbaum: Ueber Talbildung in den östlichen Pyrenäen. Jahresbericht der geogr. Ges. Bern 1934.

35. A. Penck: Schliffkehle und Taltrog. Peterm. Mitt. 1912.

36. Penck u. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.

37. H. Preiswerk: Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. Ecl. geol. helv., vol. XVI. 1921.

38. H. Preiswerk: Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. II. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. Beitr. z. geol. Karte d. Schw. 26. Lief. Bern 1918.

39. H. Preiswerk: Vom Gestein im Tessin. Die Alpen. 1. Jahrg. Bern 1925.

40. E. Richter: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Mitt. Ergänzungsheft Nr. 132. Gotha 1900.

41. F. Rolle: Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. 23. Lieferung. Bern 1881.

42. L. Rütimeyer: Die Tessineralpen. Jahrbuch des S. A. C. 1873/74.

43. L. Rütimeyer: Ueber Thal- und Seebildung. Basel 1869.

44. F. Stapf: Geologische Beobachtungen im Tessintal. Abdruck a. d. Zeitschrift der deutschen Geol. Ges. 1882.