

Zur Talgeschichte zwischen Domodossola und Locarno : Valle d'Ossola, Val Vigezzo (Prov. di Novara) - Centovalli (Kt. Tessin) : 1. Teil

Autor(en): **Hantke, René**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Geographica Helvetica : schweizerische Zeitschrift für Geographie = Swiss journal of geography = revue suisse de géographie = rivista svizzera di geografia**

Band (Jahr): **42 (1987)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-872672>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Zur Talgeschichte zwischen Domodossola und Locarno: Valle d'Ossola, Val Vigezzo (Prov. di Novara) – Centovalli (Kt. Tessin)

1. Teil*

1. Problemstellung

Das talgeschichtlich untersuchte Gebiet umfaßt die Valle d'Ossola mit dem zum Lago Maggiore entwässernden Toce und seinen Quelllästen: Dévero, Divedro, Bogna, Ovesca und Isorno, sowie die von Domodossola gegen E sich öffnende Talung: die V. Vigezzo mit dem Melezza occidentale und, jenseits der Wasserscheide bei Druogno (831 m), dem M. orientale. Nach weiteren 12 km durchfließt dieser, E der Landesgrenze als Melezza, die Centovalli, nimmt aus der V. Onsernone den östlichen Isorno auf und vereinigt sich im Pedemonte WNW von Locarno mit der Maggia, die sich nach 5 km in den Lago Maggiore ergießt.

Centovalli und V. Vigezzo zeichnen sich durch hohe Niederschläge aus: Camedo 220 cm/a mit zuweilen, so in den letzten Jahrzehnten, katastrophalen Unwettern. Die Bemerkung GEISSBÜHLERS (1967: 16), wonach Hochwasser in den Centovalli kaum verheerende Formen annehmen, ist am 7. August 1978 mit 31,3 cm Niederschlag in Camedo und 40–50 cm in den Verwüstungszentren zwischen Malesco und Re (BERTAMINI 1978, AMMANN 1980) widerlegt worden. Dabei ist nicht nur Holz um Malesco und Re ins Staubecken von Palagnedra geflößt, dieses ist gar mit Geschiebe und Schlamm gefüllt worden. Da bei Malesco der Ponte Romano zerstört wurde, war es das verheerendste Unwetter seit Menschengedenken.

Die Vorstellung, wonach sich nach mehrphasigen En-bloc-Hebungen in den Tälern Reste ehemaliger Talböden erhalten hätten, die höhenmäßig und zeitlich fixierten Systemen – Pettanetto-, Bedretto- und Sobrio-System – zuzuordnen wären (LAUTENSACH 1912), hat auf der Alpen-S-Seite stets Verfechter gefunden (ANNAHEIM 1935a, b, GYGAX 1934 und ihre Schüler). In jüngerer Zeit wurden SEIFFERT (1953), CANALE (1957) und GEISSBÜHLER – trotz GERBERS (1956, 1960, 1986) Versuchen, diese Vorstellungen zu widerlegen – zwischen Geländebefunden und Lehrmeinung hin- und hergerissen. Immerhin hat GEISSBÜHLER in der V. Vigezzo-Centovalli auf Pro-

bleme bei solchen Zuordnungen hingewiesen. Dies trifft besonders für die höchsten Geländeformen zu, die als «breite Rücken» im NW zur V. dell'Isorno, im NE zur V. Onsernone, im SE und im E zum Lago Maggiore hinüberleiten und dem Pettanetto-System zugeordnet wurden. Sie wären von der «rückschreitenden Erosion» noch nicht erfaßt worden; doch bekunden die runden Gipfel- und Gratformen eher die Obergrenze der Eisüberprägung. Effekte «rückschreitender Erosion» sind – vorab an Sonnenhängen – auf subglaziäre Schmelzwässer zurückzuführen. Die höheren Gebiete haben nicht aper über die Talgletscher emporgeragt; sie waren von Eiskalotten bedeckt, von denen schattenhalb kleine Gletscher abstiegen, die noch Zuschüsse lieferten; nur steile S-Lagen aperten aus.

Auch tiefere Verflachungen sind nicht als «alte Talbodenreste» zu deuten; sie bekunden Felsrelikte, die sich bei bestimmten Eisständen gebildet haben und bei höheren, präwürmzeitlichen, zu Rundhöckern überprägt wurden. Dabei können alte, donau- und günzeitliche oder gar pliozäne Stände weit hinauf gereicht haben, um so mehr als sich seit dem Pliozän Hebungen von einigen hundert Metern abzeichnen und sich mit der Bohrung von Villadossola bestätigen.

Daß in plio- und pleistozänen Warmzeiten auf den breiten Hochlagen viel abgetragen worden ist, scheint wenig wahrscheinlich. Das Gebiet war – mit Ausnahme der vegetationsfeindlichen ultrabasischen Gesteine des Gridone und um Finero – dicht bewaldet, was Frosteinwirkung und Erosion stark einschränkte.

In der Val d'Efra, Verzasca, fand E. WENK (schr. Mitt.) in einem Bachbett einer aufgelassenen Alp, 700 m unter dem metamorphen Mesozoikum der Cima-Lunga–Pincascia(Castione-)Serie, die in den Gneiß eingemeißelte Jahrszahl 1882 noch gut lesbar. Die Usur von 1 bis maximal 1,5 cm kommt einer Jahresrate von 0,1–0,15 mm gleich. Da Raten in Bachbetten nicht auf den ganzen Hang übertragen werden dürfen, hat der Abtrag der Gneiße weit mehr als 5–7 M a erfordert.

* 2. Teil erscheint voraussichtlich in Geographica Helvetica Nr. 4/87

Prof. Dr. René Hantke, Geolog. Institut der ETH und Univ. Zürich, Sonneggstr. 5, CH-8092 Zürich

Für den Abtrag ganzer Gesteinspakete kann daher nicht nur die stets linienhaft wirkende Erosion herangezogen werden. Flächenhafter Abtrag, Denudation, erfolgt durch den längs tektonisch vorgezeichneten Klüften wirkenden Spaltenfrost. Sind aber damit die Möglichkeiten bereits erschöpft?

2. Tektonischer Überblick

Tektonisch liegt das Gebiet zwischen Domodossola und Locarno zwischen den steilstehenden penninischen Zonen im N – Gneiß der Pioda di Crana-Antigorio-Decke, verschuppten Paragesteinen der Orselina-Moncuoco- und der Locarno-Monte-Rosa-Zone, der unterostalpinen Arcegno-Sesia-Zone mit sich ablösenden Glimmerschiefern, Granitgneiß, Amphiboliten und Granat-Sillimanit-Gneiß – und den südalpinen Zonen im S, dem Canavese mit Karbonat- und Chlorit-Sericit-Schiefern und der Zone von Ivrea-Verbano mit Kinzigit-Gneiß, Amphiboliten und seltenen Marmoren. W von Locarno spaltet sich die Zentral- und Südalpen trennende Störung, die *Jorio-Tonale-Linie*, in zwei Äste auf. Der nördliche, die *Centovalli*-Störung, geprägt durch vorwiegend klastische Deformation, verläuft von der Mündung der V. Onsernone, wo sie nach der Magadino-Ebene und den Alluvionen von Melezza/Maggia wieder erscheint, steil gegen Pila, den Riale di Mulitt und längs der S-Flanke der Centovalli in die V. Ribellasca. Durch den Quellast der V. di Spago läßt sie sich gegen die V. Vigizzo, über die Monti di Dissimo, den Sattel von Blizz ins Tal des Isornino nach Craveggio-Crana in die zerrütteten Gesteinsverbände der S-Flanke gegen Domodossola verfolgen (KNUP 1958, PFEIFFER mdl. Mitt.). Nach den Alluvionen des Toce spaltet sie sich in der V. Bognanco in kleine Störungen auf und klingt aus (STECK et al. 1979). Die Simplon-Mylonit-Zone scheint aus der V. dell'Isorno über Zwischbergen ins Simplon-Gebiet zu verlaufen (MANCKTELOW 1985). Die Jorio-Tonale-Linie entspricht jedoch nicht einer einzigen Bewegungsfläche, sondern einer Zone von Flächen, wobei sich oft eine späte besonders hervorhebt.

Der *südliche Ast*, die vorwiegend durch Mylonite geprägte *Canavese-Linie*, als Trennung zwischen Canavese und Ivrea-Verbano-Zone (SCHMID et al. 1987) verläuft von Losone über den P. Leone, N des Gridone nach Finero, über Alpe Scaredi-A. della Colma nach Vogogna/Ruminanca in die V. d'Ossola und weiter gegen SW in die hinterste V. Strona. Im Aufbruch N der Centovalli-Störung, einem weitradigen, gegen E sich verengenden Gewölbe, öffnet sich die V. Onsernone. Zugleich tauchen die linearen Strukturen gegen ESE ab (KNUP 1958). Gegen

die V. Vigizzo und im Grenzkamm zur V. Vergeletto fallen Schieferungsflächen der Gneiß und zwischenlagernder Amphibolite immer steiler ein; in der Kette gegen die V. Maggia bilden sie eine Synform (KOBÉ 1956, WENK 1987).

S der V. Vigizzo drehen die Strukturen von Re gegen SW ab. Von der Bassetta SW von S. Maria Maggiore bis Béura in der V. d'Ossola läßt sich eine aufgebroschene Antiform erkennen (REINHARDT 1966). An der Antolina-Querstörung von Coimo zum Passo Biordo werden ENE-WSW-Strukturen gegeneinander versetzt. Durch die untere V. Loana verläuft eine steile Scherzone, von der Mündung der V. del Basso eine weitere, die Trennfuge zwischen Monte-Rosa- und Sesia-Zone, gegen Cardezza E des Toce (REINHARDT).

3. Die Entwässerung der Valle d'Ossola im älteren und mittleren Miozän

Im älteren und mittleren Miozän entwässerte die obere V. d'Ossola mit ihren südlichsten Quellästen: V. d'Antrona, V. d'Ogliana di Pozzolo und V. Vigizzo noch «Toce-aufwärts», gegen N zum Griespaß, über die Grimsel durchs Haslital und schüttete als Ur-Aare im zentralen Schweizer Mittelland den *Napf-Schuttfächer*. In der V. d'Ossola lag die Wasserscheide S von Domodossola zwischen Villadossola und der Anza-Mündung, in der V. Vigizzo zwischen Malesco und Finero gegen SE und zwischen Malesco und Re gegen E.

S des Riegels Pizzo Castello (1607 m)–P. delle Pecore (2018 m) bildete die Anza vom langsam sich heraushebenden Monte Rosa (4634 m) bis zur Mündung den Oberlauf des unteren Toce und durchfloß die untere V. d'Ossola zum Lago Maggiore.

Aufgrund von Geröllanalysen (MATTER 1964, HANTKE 1984a), Vergleichen, Goldseifen im Napf-Bergland (K. SCHMID 1973) als Abtragungsprodukte der Vorkommen in den Ossolaner Bergen, Alters- und Hebungsdaten im Monte-Rosa-Simplon-Gebiet und im Aar-Massiv (JÄGER et al. 1967, WAGNER et al. 1977) sowie tektonisch vorgezeichneten Talanlagen soll versucht werden, ältere talgeschichtliche Modelle (C. SCHMID 1908, STAUB 1934, GEISSBERGER 1967) zu verfeinern. Diese gilt es zunächst in der V. d'Ossola und längs der Centovalli-Störung zu überprüfen.

Obwohl die Molasse-Schüttung im *Napf-Bergland* mit der Säugerzone nm 5 einsetzt und im Öschgraben (1170 m), 300 m höher, Säuger zwischen nm 5 und 6 enthält (ENGESSER schr. Mitt.), reicht sie mit den höchsten Bänken der über 550 m Oberen Süswassermolasse nicht so hoch hinauf wie der Hörnli-Schuttfächer; doch umfaßt sie bis 13 M a gleichwohl das ganze Mittelmiozän. Ein Versiegen der

Schüttung läßt sich nicht beobachten. Zwar werden die Gerölle der Gipfelregion kleiner, doch treten noch immer bis 25 cm große erosionsresistente Quarzit- und Gneiß-Geschiebe auf. Daß auf dem Gipfelplateau viel abgetragen worden ist, scheint wenig wahrscheinlich. Dagegen sind die Gräben durch Frostwirkung und Karbonatlösung im Zement bis 300 m tief ausgeräumt worden, so daß die Eggen als erosionsanfällige Grate aufragen.

In welchen Grenzen sich die ursprüngliche Kubatur des Napf-Fächers seit dem Zurückweichen des jüngeren Molassemeeres bewegt hat, ist schwer abzuschätzen, doch deuten die in den Eggen noch vorhandenen Sedimente darauf hin, daß allein für die Nagelfluhfazies mit 60–80 km³ zu rechnen ist. Hiezu kommen die Randbereiche mit vom Frost vorbereiteten und vom Eis ausgeräumten 20–30 km³ und ein weit höherer an weiter verfrachtetem Feinanteil, sicher 70 km³, insgesamt 150–180 km³.

Für die *Ausräumung des Toce-Systems* ergeben sich bis zur damaligen Talsohle von der Wasserscheide zum Griespaß 40–50 km³, für die mündenden Seitenäste weitere 25–30 km³, insgesamt 65–80 km³. Gegen N fehlen Anhaltspunkte für eine mittelmiozäne Landoberfläche: Gotthard- und Aar-Massiv waren noch nicht hochgestaut, und die helvetischen Decken hatten ihren Platz noch nicht eingenommen. Doch wurde der Raum zwischen Griespaß und Meiringen, dem damaligen Alpentor der Ur-Aare, ebenfalls von Relief eingenommen.

Nach dem Geröll-Inhalt waren außer Quellästen des heutigen Toce – Bündnerschiefer vom Typ Nufenen, Konglomerat- und andere Gneiß – noch weitere Liefergebiete beteiligt. Quarzite, Mikrobrekzien, Sandsteine, Calcilutite deuten auf penninische Flyschserien; Dolomite, dolomitische Sandsteine, Sandkalke, Klippen-Malm auf Klippen-Abfolgen der westlichen Zentralschweiz, der Giswiler Stöcke, hin. Rote, grüne und rot-grün-geflamnte Radiolarite und Grüngesteine bekunden ein östliches, ebenfalls nordwärts bewegtes Äquivalent der Simmen-Decke. Im E dürften von Klippen-Elementen gekrönte Flysch-Abfolgen, im W die gegen E ausspitzende Simmen-Decke am Relief beteiligt gewesen sein. Die starrereren Gesteine waren mit duktileren Flyschserien wohl schon unterwegs. In Kühlphasen dürften sie reichlich Frostschutt geliefert haben. Dieser wäre als Muren zutal gefahren und – nach erfolgtem Durchbruch stauender Schuttriegel – vom Hauptfluß ausgeräumt worden.

Das distalere Einzugsgebiet zwischen Griespaß und Meiringen beidseits der Ur-Aare mag rund doppelt so groß gewesen sein. Da die Gebirge gegen den Alpenrand schon damals niedriger wurden, dürften die Täler eher weniger eingetieft worden sein, so daß sich die Ausräumung zwischen 120 und 140 km³ bewegt haben mag. Damit ergäbe sich als gesamte im Ur-Aare-System ausgeräumte Schuttmasse mindestens 180–220 km³. Da dies in rund 2 M a ge-

schah, wären dies mindestens 90 000–110 000 m³/a. Dies scheint gegenüber der Ausräumung des heutigen Rheins mit einer Jahresfracht in den Bodensee von 2–3 M m³ von 1931–60 (vor den Kraftwerkbauten) recht bescheiden. Dies um so mehr, als dort schon ein einziges Hochwasser (22./23. August 1957) mit 2,6 M m³ die mittlere Jahresschüttung zu übertreffen vermochte. Doch war das Einzugsgebiet der Ur-Aare zu über 80% bewaldet, während die Bewaldung des heutigen Rheingebietes knapp 30% erreicht.

Von der konglomeratischen Napf-Molasse, von den 60–80 km³, ist seit dem Ende der Schüttung, vor 13 M a, die Hälfte – 30–40 km³ – und zusätzlich 20–30 km³ aus den Randgebieten, also insgesamt 50–70 km³ wieder abgetragen worden, was 3300–4700 m³/a entsprechen würde. Dies ergäbe pro km² einen Abtrag von 5–8 m³/a; für das heutige Rheingebiet 320–530 m³/a pro km². Dabei ist jedoch wiederum zu berücksichtigen, daß die Bewaldung über die seither verflossenen 13 M a mindestens 75% betrug. Zudem ist im Einzugsgebiet des Rheins der Anteil an aufbereitetem Schutt weit größer. In bewaldeten Gebieten liegt die Erosionswirkung 50- bis über 100mal tiefer als in waldfreien und gegenüber steilen Lockergesteinsmassen – Bergsturz-Trümmerfeldern – nochmals um eine bis zwei Zehnerpotenzen.

Die Talanlage zwischen Toce und Locarno hielt schon GEISSBÜHLER (1967) in den Grundzügen für «sehr alt». Nach STAUB (1934) wäre sie – wie andere alpine Längstal-Furchen – z. B. Engadiner und Veltliner Furche – «wahrscheinlich im Miozän» erfolgt. Pegmatit-Intrusionen in der Melezza-Schlucht bei Intragna und porphyrische Gänge in der V. Loana erinnern an Bergeller Gesteine.

Da sich in den Bergeller Granodiorit-Blöcken der Comasker Molasse Abkühlalter von 23–26 M a aus einem viel höheren Niveau als dem heutigen Pluton mit 11–17 M a ergeben haben (WAGNER et al. 1979), müssen diese mit der Talbildung – der Engadiner und Bergeller Linie – verknüpft sein.

Die Auffassung, wonach die V. di Bognanco einen Quellast der Centovalli-Talung gebildet hätte (GEISSBÜHLER 1967: 25), setzt voraus, daß das Geschehen im Oberlauf des Toce und seinen Quellästen weitgehend abgeschlossen war. Doch postuliert auch GEISSBÜHLER einen Riegel im Ossola-Tal unterhalb Domodossola, zwischen P. Tignolino und Moncucco. Wie und wann der Durchbruch erfolgt wäre, läßt er offen.

Da die V. Antrona und die V. d'Ogliana di Pozzolo mit den Talachsen gegen ENE bzw. NW orientiert sind, die Napf-Schüttung sich durch erhebliche Anteile an Grüngesteinen und ihre Sande durch Epidot-Reichtum auszeichnen (HOFMANN 1958a, 1959), dürfte die Wasserscheide erst S der im Scheitel aufgebrochenen V. d'Antrona, zwischen P. Castello und

P. delle Pecore, gelegen haben. Zudem läßt sich der Gold-Reichtum der Napf-Molasse am ehesten aus den Ossolaner Bergen herleiten. Die Bedeutung primärer und sekundärer Gold-Vorkommen für die Talgeschichte betont auch HOFMANN (1985).

Zur jüngeren Erdgeschichte im Gebiet V. Ossola-Napf decken Abkühlalter neue Aspekte auf. Ein Biotit-Alter, ein Abkühlalter auf 300 °C, ergab für den Verampio-Gneiß $14,1 \pm 0,6$, korr. $13,4 \pm 0,5$ M a. Weitere Biotit-Alter im Granit des Lebendun-Konglomerat-Gneißes vom Toce-Fall brachten $14,4 \pm 0,8$ bzw. $14,6 \pm 1,0$, korr. $13,5 \pm 0,7$ bzw. $13,2 \pm 0,8$ M a (JÄGER et al. 1967, JÄGER & HUNZIKER 1979). Damals waren die Gebiete von Verampio und Toce-Fall noch von mehreren km mächtigen Gesteinsfolgen überlagert. Dabei haben die nordpenninischen Decken zunächst die mit der Ausscherung der helvetischen Decken aus ihrem Ablagerungsbereich S des Goms und der Urseren-Mulde freigewordenen Räume gefüllt. Durch die angefahrenen mittelpenninischen Decken wurden sie jedoch weiter hochgestaut. Dabei glitten ihre Hüllen auf die sich nordwärts bewegenden helvetischen Decken und wurden von diesen als Obwaldner Flysch und als westliche Zentralschweizer Klippen mitverfrachtet. Beim weiteren Hochstau glitten die höheren nord- und die mittelpenninischen Decken, denen das weitere Vorgleiten gegen N durch den Hochstau des Aar-Massivs und der nördlichsten penninischen Elemente verwehrt war, zusammen mit den später angefahrenen hochpenninischen und unterostalpinen Decken gegen WSW ab.

Mit dem Ende der Napf-Schüttung vor 13 M a kann dieses Vor- und Abgleiten nach N erst nach dem Hochstau des Aar-Massivs erfolgt sein. Damit wurde die angestammte Abflußrichtung im jüngeren Mittelmiozän unterbunden und die Wasserscheide – wohl in Etappen – nach N verschoben. Auf erste Schübe Toce-aufwärts bis zum Griespaß folgte mit der Anlage der Rhone-Rhein-Linie der Sprung hinüber zur Grimsel. Damit stellt die heutige Aare nur noch das Relikt eines früher weit gegen S und SW in die penninischen Decken zurückgreifenden Flußsystems dar. Aus dem Aar-Massiv liegt von der Grimsel ein Abkühlalter auf 300 °C um 12 M a vor – Kessiturm $14,6 \pm 0,6$, korr. $11,3 \pm 0,5$ M a und Grimselpaß $13,8 \pm 1,6$ M a; weitere Daten bewegen sich zwischen 10 und 15 M a (JÄGER et al. 1967).

Die Überlagerung durch die helvetischen Decken, südhelvetischen und penninischen Flysch sowie die Giswiler Klippen bewegt sich im Raum Interlaken-Sarnen zwischen 3000 und 5000 m. Wenn noch die mittelhelvetischen Kreide/Alttertiär-Abfolgen der Randkette mit weiteren 800–1000 m als selbständige Elemente darüberführen, ergeben sich Überlagerungen von 3800–6000 m.

Aus Gotthard- und Simplon-Tunnel resultieren geothermische Gradienten von 25–34°/km Überlage-

rung (STAPP 1877, NIETHAMMER 1910). Daraus ergäben sich Temperatur-Erhöhungen durch Überlagerung von 114–152° bzw. 180–240 °C. Hierzu käme für das Aufsteigen des Aar-Massivs der Grimsel 1300–1400 m, von der mittelmiozänen Ur-Aare um 750–850 m (HANTKE 1984a) bis auf die heutige Höhe von 2165 m, in den zentralen Berner Alpen, die um über 3500–3600 m emporgestaut wurden, noch 105–144° bzw. 40–56 °C hinzu. Mit 219–298° bzw. 220–296° wäre die Biotit-Bildungstemperatur von 300° – schon ohne jeden Abtrag – annähernd erreicht. Wenn diese Werte auch nicht zu ernst genommen werden wollen, so zeigen sie doch, daß die getroffenen Annahmen – Höhenlage im Mittelmiozän, verfrachtete Sedimentmächtigkeit, bescheidener Abtrag und geothermischer Gradient – realistisch sind. Dabei dürfte wohl der höhere Gradient, 30–40°/km, der Wirklichkeit näher kommen.

Der Hochstau des Aar-Massivs und die Platznahme der helvetischen Decken erfolgte zwischen 9 und 5 M a, ihre Ausscherung deutlich früher, vor 14 M a. Nach dem Wegfall des Überlastungsdruckes durch die penninischen Decken wurden offenbar auch die Gneiße von Verampio kuppelartig hochgepreßt. Die angefahrenen penninischen Decken wurden nicht einfach «von der Erosion abgetragen». Sie bewegten sich in der Richtung des größten Gefälles: sie glitten *seitlich*, gegen W-Bünden und gegen das Wallis, ab, so daß die tieferen Elemente vermehrt hochzusteigen vermochten. Mit ihnen dürfte gar die Talanlage über den Griespaß etwas gegen W bewegt worden sein. Für die Anlagen der Quertäler von Toce, Maggia, Verzasca, Tessin, Calancasca und Moesa drängt sich ein domförmiges Aufbrechen auf. Dies fände auch im «Wärme-Dom» WENKs eine plausible Erklärung.

Um die Talgeschichte der Ossola-Täler seit dem mittleren Mittelmiozän weiter rekonstruieren zu können, fehlen zunächst wichtige Belege, vor allem zeitlich genau einzustufende zugängliche Ablagerungen. Am Alpen-S-Rand sind solche W des Lago Maggiore nicht mehr als südalpine Molasse aufgeschlossen, sondern liegen unter der Po-Ebene begraben. Ihre Kubatur läßt sich aus Bohrungen und geophysikalisch nur schwer ermitteln und zeitlich und schüttungsmäßig differenzieren, da daran auch Dora Baltea, Orco und Dora Riparia beteiligt sind.

4. Die Umkehr der Entwässerung in der Valle d'Ossola im jüngeren Mittelmiozän

Schon bei der geringsten Hebung im Abflußweg der Ur-Aare mußte ihre Transportkraft erlahmen und dann ausbleiben. Hinter dem Hebungsherd mußte sich in der V. Antigorio ein See gestaut haben. Bei weiter anhaltender Bewegung hätte sich dieser S des Hebungsherdes ausgedehnt, bis er an der



Fig. 1 Die Toce-Ebene bei Domodossola mit den 4 Talmündungen: der Valle di Bognanco (im Vordergrund links), der Val Divetro (links) mit dem eisüberschliffenen Felsvorbau von Enso hinter Preglia an der Mündung, dahinter der bis zum Grat überprägte Colmine di Crevola, di Valle Antigorio (Bildmitte), die überschliffenen Felsvorbauten von Montecrestese, dahinter der fast bis zum Gipfel überprägte Monte Larone und die Valle dell'Isorno (rechts).



Fig. 2 Der rundhöckerartig überprägte Eingang der Val Vigezzo von Trontano. Im Hintergrund der eisüberschliffene Mündungsbereich von Montecrestese–Altoggio zwischen der Valle Antigorio (links) und der V. dell'Isorno (rechts).

alten Wasserscheide zwischen Domodossola und Anza-Mündung gegen S übergelaufen wäre. Wo diese miozänen Herde genau lagen, steht offen; sie setzten wohl zwischen der Steilstufe von V. Antigorio/V. Formazza ein und reichten bis zum Griespaß.

Nach kurzer Seenphase wurde die offenbar nie allzu hohe, aber doch zwischen 1400 und 1700 m Höhe sich bewegende Wasserscheide im Ossola-Tal (HANTKE 1984a) – nach dem Seeauslauf zunächst wohl als Wasserfall – tiefergelegt. Damit wurden die V. d'Ossola und ihre nördlichen Quelläste mit der Anza aus der V. Anasca, dem Oberlauf des Ur-Toce, zum heutigen Toce-System verbunden, das sich mit dem Tessin-System vereinigt hat.

Tieferlegung und Durchbruch des Felsriegels folgten vorgezeichneten Störungen – zunächst längs Klüften, später – wie Beobachtungen zwischen Piedimulera, Villadossola und Béura gezeigt haben – längs sich bildenden Blattverschiebungen, die einen Taldurchbruch entstehen ließen. In Spätphasen mag gar vorstoßendes Eis mitgewirkt haben, etwa in Kühlphasen an der Miozän/Pliozän-Wende, vor gut 5 Ma, als die Simplon-Gegend als penninischer Frontbereich emporgehoben wurde (JÄGER et al. 1967, WAGNER et al. 1977) und Klima-Verschlechterungen die Gletscher aus den jungen Hochgebirgen vorstoßen ließen. In Kühlzeiten im Miozän/Pliozän-Grenzbereich mag in die V. Vigizzo eingedrungenes Toce-Eis unter Frost-Einwirkung am Sattel von Finero gegen SE durchgebrochen und eine Tieferlegung des Schluchtabschnittes von Re um 200 m erfolgt sein.

Zwischen Domodossola und Griespaß lassen sich im Tallauf mehrere Stufen beobachten, eine unterste beim Gneiß-Härtling von Pontemaglio (351 m). Dahinter hat sich der Toce-Gletscher ein schmales Zungenbecken ausgekolkt. Die nächste Stufe ist bei der Mündung des Dévero durch NNE-SSW- und NW-SE-verlaufende Klüfte bedingt und dank des steiler mündenden Dévero-Gletschers bis auf den Verampio-Gneiß ausgeräumt worden. Noch im mittleren Spätwürm stieß der Dévero-Gletscher ins Becken von Crodo vor und nahm den Toce-Gletscher auf. Eine analoge Rاندlage mag sich schon bei früheren Ständen eingestellt haben.

Bis zur Stufe zwischen Rivasco (855 m) und Fondovalle/Stafelwald (1215 m) ist die V. Antigorio längs Klüften tief eingeschnitten. Diese 350 m hohe Stufe ist – wie die beiden nächsten, die Schlucht von Grovella/Gurfelen nach Canza/Früttwald von 1350–1400 m und jene des Toce-Falles von 1530–1680 m – auf WNW–ESE-verlaufende Störungen zurückzuführen; zugleich hatten sich hinter den Härtlingen in der Val Formazza/Pomat heute hinterfüllte Zungenbecken gebildet. Die bedeutendste, eine in sich zweigeteilte Stufe, führt von Morasco/Morast (1743 m) hinauf zum Griespaß (2479 m). Beide ste-

hen im Zusammenhang mit dem späten Hochstau der penninischen Fronten. Von den in Kaltphasen vom Griespaß niedergefahrenen Eisströmen – Griesgletscher und Ghiacciaio dei Camosci – und dem die beiden stauenden Hohl-Gletscher/Gh. del Sabbione bildete sich seitlich eine Stufe von 280 m. Das von SW zufließende Eis der V. di Nefelgiù mündete mit einem 200 m höheren Hängetal, so daß die eiszeitlichen Gletscher nach dem Hochstau sicher 200–300 m in den Bündnerschiefern wieder ausgeräumt haben. Aus den mit dem Hochstau zusammenhängenden Stufen ergeben sich rund 1000 m, seit dem Mittelmiozän über 1600 m gegenüber dem Ur-Aare-Lauf (HANTKE 1984a); doch entfallen von diesen «Netto»-Werten in der V. Formazza/V. Antigorio 1000–1200 m auf die seither erfolgte Eintiefung.

5. Die pliozäne und pleistozäne Eintiefung in die Valle d'Ossola

Im Gegensatz zur Talung Vigizzo–Centovalli mit ihrer bis 831 m ansteigenden Wasserscheide ist die pliozäne und pleistozäne Eintiefung der V. d'Ossola weit größer, hat sich doch vor und in dieser Zeit das Relief versteilt. Während sich die pleistozäne Eintiefung im Vigizzo-Hochtal um 100 m bewegt haben dürfte, betrug diese in der V. d'Ossola und in der Magadino-Ebene mehrere hundert Meter. Schon am Eingang in die V. Vigizzo, von Trontano (518 m) zur Felssohle um Domodossola und bei der Vereinigung von V. Antigorio und V. Divedro, den Rundhöckern N von Enso (713 m), und jener mit der strukturell vorgezeichneten V. dell'Isorno, den Felsbuckeln WSW von Altoggio (703 m), ergeben sich Höhendifferenzen von 400–450 m bzw. 500–550 m. Die überprägten Felsvorbauten sind aber nicht als «ehemalige Talbödenreste» zu deuten; sie sind kaltzeitlich von Gletschereis abgesprengt und niedergeschliffen worden, doch infolge des gegenseitigen Staus weit weniger als die Sohle der V. Antigorio. (Fig. 1). Aufgrund von Rundhöckern höherer Eisstände dürften splitternde und schleifende Erosion zwischen 50 und 150 m ausgeräumt haben. Die randlichen Mündungsbereiche der Täler N von Domodossola hätten um die Pliozän/Pleistozän-Wende noch um 750–850 m gelegen; für die 2,5 km weiter S mündende V. Vigizzo ergäben sich 570–670 m. In der V. Vigizzo erfolgt der Abtrag bei steil einfallender Schieferung vorab durch frostbedingtes Aufblättern, was zu Hakenwurf führt. Felspartien sind niedergebrochen und haben seitliche Rinnsale und den Melezza occidentale aufgestaut. Bei Durchbrüchen schnitten sich diese tiefer ein; doch blieb die Eintiefung stets bescheiden. Sie erfolgte schon interglazial und subglaziär. Bei Gagnone W von Druogno beginnt das Tal mit einer Stufe über verkittete Mur-

gang-Brekzien. Bei Marone beträgt die Eintiefung – mindestens seit dem Mittelpleistozän – um 80 m, zwischen Verigo und Trontano gar 100–120 m. Das Gefälle bewegt sich zwischen 40 und 75%. Dabei eignete sich ein hoher Anteil subglaziär, in Vorstoß- und Abschmelzphasen. Im Mündungsbereich der V. d'Antrona zeigt sich bei der Vereinigung mit der V. Brevettola, bei Montescheno (710 m), in vergleichbarer Höhe mit randlichen Mündungsbereichen der V. Divedro und V. dell'Isorno, eine ähnliche Ausräumung. SW von Piedimulera, auf S. Rocco (521 m), wurde der Fels über der Anzä-Mündung bis auf ein mit jenem von Trontano vergleichbares Niveau niedergeschliffen (Fig. 2).

Auf der N-Seite scheint der Rhein-Gletscher schon an der Miozän/Pliozän-Wende – wie bis 30 cm große Flysch-Gerölle in Rinnen der jüngsten Oberen Süßwassermolasse am Tannenbergl NW von St. Gallen belegen (HOFMANN 1958b, 1973, HANTKE 1979, 1980) – bis an den Alpenrand vorgestoßen sein. In den pliozänen Kaltzeiten dürften die Gletscher auch auf der Alpen-S-Seite mindestens bis ins Becken von Domodossola gereicht haben.

Analog mag der Tessin-Gletscher durch den Emporstau im Gotthard-Gebiet in Klima-Depressionen – tektonischen Anlagen folgend – bis ins Becken des Lago Maggiore vorgestoßen sein. Ob damals schon Schmelzwässer oder gar eine Transfluenz über den Sattel des Monte Ceneri ins Luganese erfolgte?

Das erste Einsetzen fossilführender Pliozän-Ablagerungen am Alpen-Rand – bei Balerna, Induno und W des Lago Maggiore – gibt Hinweise über die Höhenlage der Talsohlen und Randbereiche. Dabei deuten einsetzende Schotterfluren stets Maximalhöhen an, da die Eiszungen noch «Tiefgang» besitzen. Selbst wenn die Zungen kaum weiter gegen S vorgestoßen sind, waren sie noch 100–150 m mächtig. Beim Auftreten mariner Sedimente ist mit einem eustatischen Abfall des Meeresspiegels und später mit einer En-bloc-Hebung von gegen 300 m zu rechnen, was sich bei mehreren S-alpinen Pliozän-Vorkommen – Borgosesia, Gozzano-Borgomanera, Bohrung Villadossola, Balerna, Almenno NW Bergamo, Monte S. Bartolomeo N Salò und Cornuda im Bellunese – abzeichnet. Damit reichte die Übertiefung schon damals unter den Meeresspiegel.

Im nördlichen Alpen-Vorland sind im System der pliozänen Biber-Kaltzeiten mindestens drei Schotterfluren mit alpinen Geröllen bekannt geworden (SCHAEFER 1957, SCHEUENPFLUG 1981, LÖSCHER schr. Mitt.). Die Kaltzeiten haben sich, wenn auch nicht so markant wie im Pleistozän, weit nach N und S ausgewirkt. In der Donau-Eiszeit dürfte der Tessin-Gletscher schon über den Lago Maggiore vorgestoßen sein, was älteste Ceppi – stark zementierte höchste Kalk-Dolomit-Schotter – zu erkennen geben.

In der V. Olona SE Varese liegen Ceppi recht tief (NANGERONI 1932, LONGO 1968); entweder kommt ihnen nicht das attestierte altpleistozäne Alter zu, oder – wahrscheinlicher – die Eintiefung muß auch am südlichen Alpenrand – wie S München, wo die ältesten Schotter an der Isar und die jüngsten auf den flankierenden Höhenrücken liegen (PENCK 1901, JERZ 1979) – im Pleistozän eine Subsidenz erfahren haben.

Aufgrund von Floren mit *Tsuga*, *Persea* und *Platanus* waren die pliozänen Warmzeiten nur wenig wärmer als die auf Meeresniveau reduzierten pleistozänen. Über ihre Dauer geben – neben der Kenntnis über die beiden letzten – 15 000–16 000 Jahre für das Holstein- und 11 000 Jahre für das Eem-Interglazial (MÜLLER 1965, 1974a, b) – auch marine Untersuchungen Hinweise.

Mit 3,5 Ma hat das Pliozän doppelt so lange gedauert wie das Pleistozän, so daß – trotz längerer Warmzeit-Spannen – sich die Eintiefungsraten auf Felsvorbauten in vergleichbarer Größe bewegt haben dürften. Für das Pliozän kämen noch 100–300 m hinzu. Damit ergäben sich zu dessen Beginn im Mündungsbereich von V. Vigezzo und V. Anzasca für den Talrand des Riegels P. Castello–P. delle Pecore Höhen von 670–1070 m.

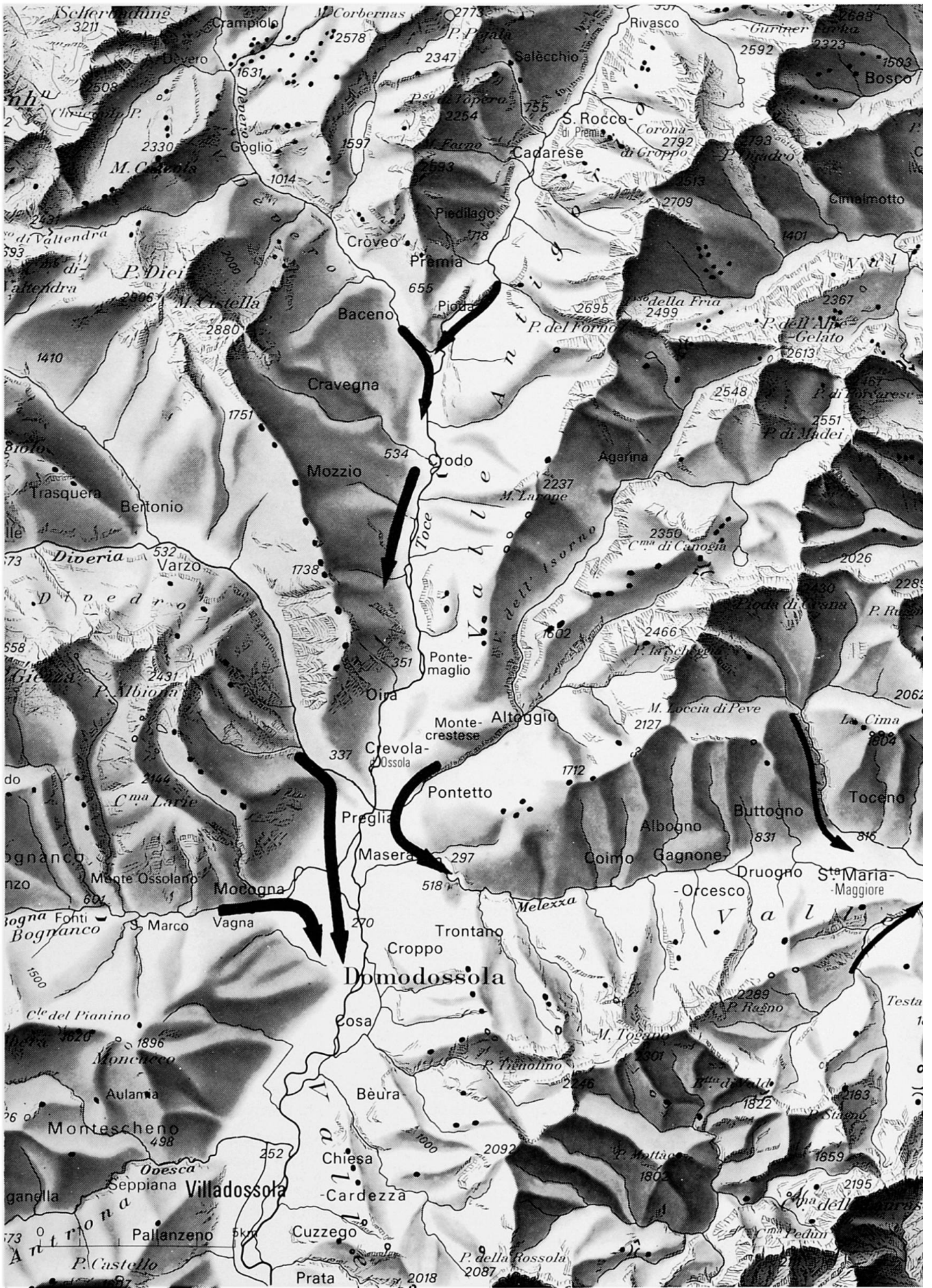
Fig. 3 → auf den folgenden S. 22/23

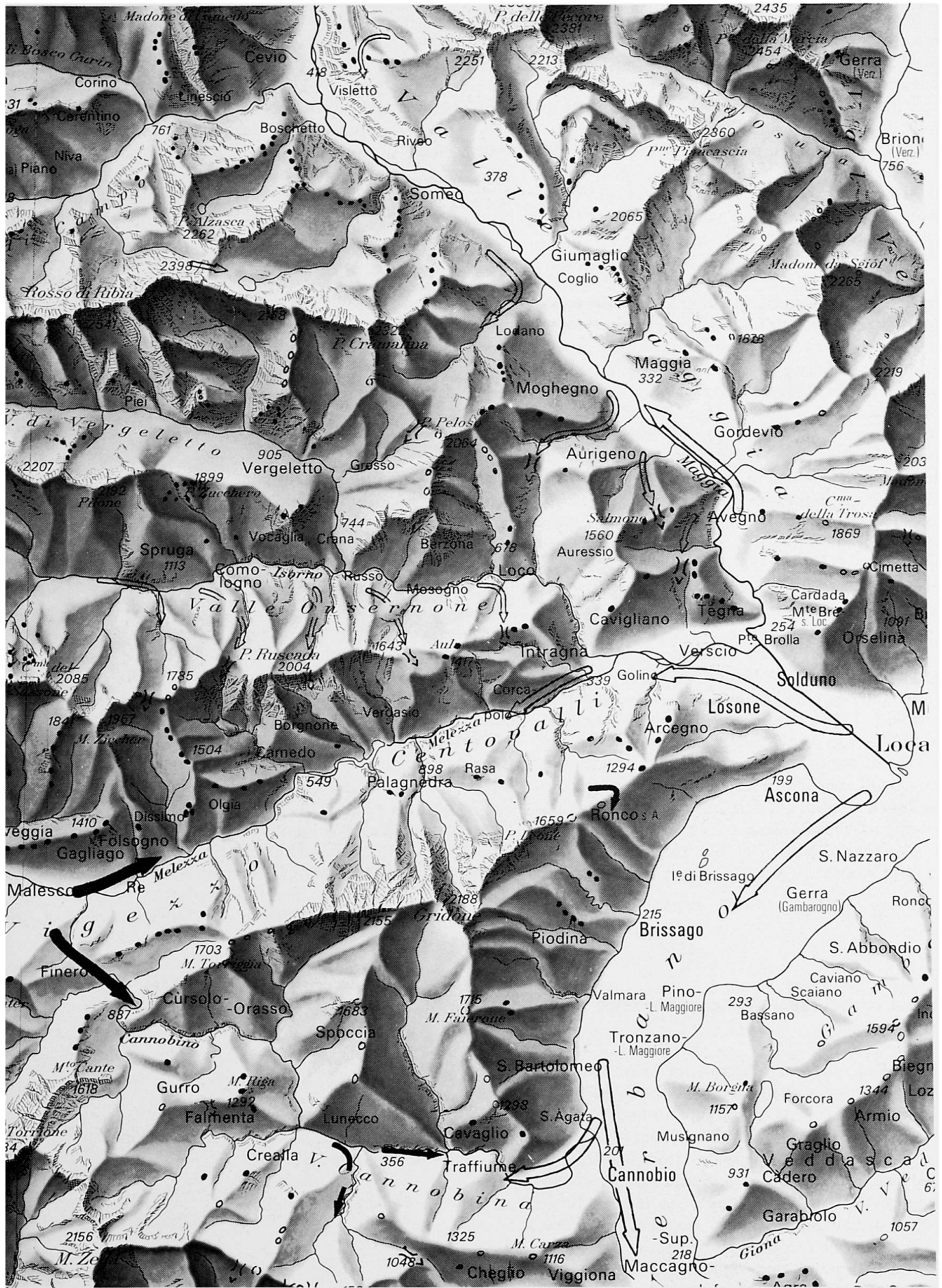
Die in die Val Vigezzo und die Centovalli eingedrungenen Eismassen des Toce- und des Tessin-Gletschers führten zu Transfluenzen des Maggia-, Vergeletto- und Onsernone-Eises.

Toce and Ticino ice entered into the Vigezzo Valley and the Centovalli and led to transfluences of the Maggia, Vergeletto and Onsernone ice

- Eis des Toce-Systems
Ice of the Toce system
- ⇐ Eis des Tessin-Systems
Ice of the Ticino system
- ⇐ Maggia-, Vergeletto- und Onsernone-Eis
Maggia, Vergeletto and Onsernone ice
- () Höchste Eisüberprägungen
Highest traces of ice action
- Präwürmzeitliche Rundhöcker
Pre-Würmian roches moutonnées
- Würmzeitliche Rundhöcker
Würmian roches moutonnées
- Eistransfluenzen
Ice transfluences

Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 23.2.1987.





Der Abtrag des Grates vom P. delle Pecore zur Felsbastion des P. della Rossola hält sich in Grenzen. Der Rücken Wdes P. Castello ist nur in pleistozänen Höchstständen geringfügig von Eis überprägt worden, do daß er im Pleistozän und selbst im Pliozän nur unbedeutend erniedrigt wurde.

Ein bloßes Überlaufen eines an der mittelmiozänen Wasserscheide gebildeten Stausees mit einem Paläo-Toce-Fall über die S-Wand des Riegels hätte bei der Breite der V. d'Ossola nie genügt, um diesen niederzuschleifen. Die nahezu N-S-verlaufende Klüftung und eine geringfügige Blattverschiebung stehen wohl als späte tektonische Spannungsausgleiche mit dem Hochstau der penninischen Decken in Zusammenhang. Da der nach-mittelmiozäne Hochstau nur geschätzt werden kann – um Domodossola aufgrund der Bohrung von Villadossola mindestens 250 m, im Simplon-Gebiet weit mehr – berücksichtigen diese nur den «Netto»-Abtrag. Dieser steigt mit zunehmendem Gefälle. An der Schwelle P. Castello-P. delle Pecore dürfte sich der gegen S abfließende Toce zwischen dem jüngeren Mittelmiozän und dem frühesten Pliozän, von rund 15 bis 5 Ma – vorab bei kühlzeitlichen Stausee-Ausbrüchen – um 800–1200 m eingetieft haben. In den Warmzeiten dagegen war die frostbedingte Erosion als Folge der hohen Waldgrenze recht bescheiden.

Hinweise auf ein früheres Abdrehen der V. Divedro und der V. dell'Isorno gegen N zeichnen sich erst oberhalb 1600 m Höhe ab. Im Simplon-Gebiet ist dieses Niveau bei späten Hebungen mitbewegt und vom hochglazialen Eis wieder etwas niedergeschliffen worden. Die tief eingeschnittenen V. Divedro und V. dell'Isorno folgen ebenfalls tektonischen Anlagen. Die Eintiefung scheint mit der erniedrigten Erosionsbasis seit dem jüngeren Mittelmiozän einhergegangen zu sein. Da sich weder ruckartiges Emporheben noch schubweises Eintiefen morphologisch abzeichnen, muß offen bleiben, ob diese Vorgänge über längere Zeit ± kontinuierlich verliefen.

6. Der kaltzeitliche Toce-Gletscher und seine Zuschüsse

In den Kaltzeiten flossen vom Blinnenhorn (3374 m), Ofenhorn (3235 m), Basödino (3273 m), Wandfluhhorn (2864 m), vor den Corona di Croppo (2793 m), aus der V. Formazza und der V. Dévero mächtige Eismassen ab. Sie sammelten sich zu Toce- und Dévero-Gletscher, die sich unterhalb Baceno vereinigten. N von Domodossola nahm der Toce-Gletscher drei Zuschüsse auf: aus der V. Divedro vom Monte Leone (3553 m), Fletschhorn (3996 m), Lagginhorn (4010 m) und Weißmies (4023 m), aus der V. di Bognanco vom P. Giezza (2658 m), P. Stra-

ciugo (2713 m) und P. Montalto (2705 m) sowie von NE, aus der V. dell'Isorno, Eis vom P. del Forno (2696 m).

Im Kessel des Lago di Larecchio, in einem südlichen Quellast des Isorno, reichen Rundhöcker bis 2126 m. Das Eis stand über 2150 m, was eine Transfluenz über den Sattel des Lago di Forgnone (2029 m) bewirkte. Der Grat der Cima di Canogia ist bis 2150 m überschliffen, der Firnsattel E des L. di Larecchio, die Forcola (2148 m), gar bis über 2220 m.

Bei Domodossola verlor der Toce-Gletscher Eis aus der V. dell'Isorno und von der linken Seite der V. Formazza/V. Antigorio durch die V. Vigezzo-Centovalli an den Tessin-Gletscher. In Früh- und Spätphasen haben in der auf die Centovalli-Störung zurückgehenden Talung seit dem Pliozän subglaziale Schmelzwässer und Frost vertiefend gewirkt; dagegen war die glaziäre Ausräumung wegen der Stauwirkung des Tessin-Gletschers eher bescheiden.

N von Domodossola stand das Toce-Eis in den wärmzeitlichen Maximalständen um 2000 m; Überprägungen in den größten, den Mindel- und Riß-Kaltzeiten reichen bis gegen 2200 m, noch am SW-Grat des Monte Loccia di Peve (2127 m) um 2040 m und am NE-Grat des P. Albiona (2431 m) über der Mündung der V. Divedro bis 2200 m; am SW-Grat wurden P. 2203, M. Rondo (2179 m) und der S-Grat E des Lago d'Andromia bis 2100 m überfahren.

In den NW von Bognanco mündenden Quellästen stand das Eis am E-Grat der Cima Verosso (2444 m) auf 2150 m, S und E der C. Camuhera (2249 m) im SW auf 2100 m, im Talschluß, am E-Grat der C. del Rosso, gar noch höher, in der vorderen V. d'Antrona E des P. Ciapé auf 2000 m; die Alpe Ogaggia (1977 m) wurde noch überfahren.

Toce-abwärts ist der Moncucco (1896 m) SW Domodossola bis 1840 m überschliffen. Eine deutlichere, wärmzeitliche Überprägung reicht am NE-Grat, bei Alpe Torcelli (1594 m), bis 1650 m; noch stärker überprägt ist der Grat bis 1480 m, bis 1240 m und besonders bis 1100 m.

E des Toce ist der von Béura zum P. delle Pecore (2018 m) ansteigende Grat bis über 1530 m wärmzeitlich, der P. Colle Bassa (1709 m) rißzeitlich bis über 1660 m überformt.

Un riassunto comparirà nella 2ª parte, prevista in Geographica Helvetica No. 4/87.



Fig. 4 Die in die Val Vigezzo mündende Valle Loana mit der Laurasca-Gruppe im Talschluß von der Colma N von Malesco aus; davor (links) die von rißzeitlichem Eis überprägte Testa del Mater, der Moncucco (rechts), dahinter P. Stagno (links) und P. dei Diosi mit der Bocchetta di Vald (rechts).



Fig. 5 Piano di Vigezzo mit der von rißzeitlichem Eis überprägten Cima N von S. Maria Maggiore, dahinter die Längstalfurche der Val Vigezzo mit den eisüberprägten Gipfeln im Mittelgrund, dem Pizzo dei Diosi (links), die Bocchetta di Vald, der Grat zum P. Nona, der Pyramide des P. Togano und die gegen Domodossola abfallende Kette.

Summary

Valley history between Domodossola and Locarno: Valle d'Ossola, Val Vigezzo and Centovalli (Prov. di Novara and Ct. Ticino)

In the Miocene, the drainage of the upper Toce river with the Antrona, Ogliaia di Pozzolo and Vigezzo valleys as southernmost source branches, took place northwards to the Gries and Grimsel passes. As a Miocene Aar river, the upper Toce deposited in the Swiss Lowland – as gravels testify – the Molasse fan of the Napf mountain area. The continental divide was located between Monte Rosa and Gotthard farther south, in the Ossola valley between Domodossola and the Anza river mouth, in the Vigezzo tributaries near Malesco.

In the younger Miocene the forming of the Helvetic nappes at the Pennine front, their advance and sliding northwards with uplifting of the Aar massif interrupted this river course: the drainage was reversed. At the former divide S of Domodossola a lake was dammed. Along joints its outlet, cut the rock bar. From the rising Monte Rosa it took up the Anza river and followed its lower course.

During cool phases, first at the Miocene/Pliocene boundary, the Toce glacier entered the Vigezzo valley. From Locarno Ticino ice entered the lowermost Maggia valley and directed Maggia and Onsernone ice into the Centovalli. Therefore the Vigezzo ice was pushed to the southern slope. It could only reach the Ticino glacier as a small ice flow with reduced erosion power.

Beside Würmian moraines and erratic boulders, the maximum extension of the north-alpine glaciers gives indications of older maximum stages also in the south-alpine areas. Uppermost carved rocks and transfluences in the Vigezzo valley show the highest ice level at 1900 m in Rissian, Mindelian or even older glacial times, at 1700 m in Würmian.

From Malesco Vigezzo ice flowed over the Finero pass to the SE and reached the Ticino glacier. From the Lago Maggiore basin Ticino ice entered the lowermost Cannobina valley, dammed the overflowed Vigezzo ice and caused the formation of roches moutonnées.

Rissian till, cemented debris flows, interglacial lake deposits with a thermophilous flora, overlying Würmian gravel and till represent the Pleistocene sequence in the Vigezzo valley filling. The youngest deepening of the Melezze river ends in Rissian till. Still in the early late-Würmian, Toce ice entered the Vigezzo valley as far as Malesco and took up the Melezze and Loana glaciers. From the Gridone mountain hanging glacier tongues descended into the Centovalli; Onsernone, Maggia and Ticino glaciers had become independent.

Für die Durchsicht des Summary danke ich Herrn Dr. J.-P. Beckmann recht herzlich.

Eine Literaturübersicht wird im 2. Teil, voraussichtlich in Nr. 4/87 erscheinen.