Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 77 (1984)

Heft: 2

Artikel: Zur tertiären Relief- und Talgeschichte des Bergteller Hochgebirges, der zentralen Südalpen und der angrenzenden Gebiete

Autor: Hantke, René

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165513

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: 16.07.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 77	Nr. 2	Seiten 327–361	Basel, August 1984

Zur tertiären Relief- und Talgeschichte des Bergeller Hochgebirges, der zentralen Südalpen und der angrenzenden Gebiete

Von René Hantke[1])

RIASSUNTO

Risultati paleoclimatici e paleoecologici, dedotti dalla flora fossile, combinati con dati paleozoologici e sedimentologici, analisi di ciottoli e di minerali pesanti nelle Molasse sud-alpine e datazioni ricavate specialmente da tracce di fissione nei ciottoli molassici e nel Massiccio di Bregaglia permettono di riconoscere la connessione tra il paesaggio antistante e il rilievo alpino. In tal modo la storia del sollevamento, della formazione delle valli e del clima può essere ricostruita con più precisione che unicamente in base alle strutture e alle direzioni delle valli. Durante l'Oligocene superiore ghiacciai di considerevoli dimensioni si formarono sulle vette alpine più elevate e sul Massiccio di Bregaglia a sud dei Grigioni, con altitudini di più di 5000 m. Durante questa depressione climatica, documentata paleobotanicamente, le temperature non erano superiori a quelle attuali, ma le precipitazioni erano ancora considerevoli.

I blocchi sfaccettati di ghiandone (fino a 10 m^3), di tonalite e di gneiss, i ciottoli di serpentinite, di anfibolite, di calcari e di dolomie poterono essere trasportati fino nelle Molasse a sud dei laghi di Como, Lugano e Maggiore unicamente dall'azione dei ghiacciai del Massiccio di Bregaglia. Solo gli ultimi percorsi furono effettuati tramite alluvioni causate da rotture di barre moreniche nelle valli preformate. Il domo porfirico di Lugano si evidenziò invece solo più tardi; infatti ciottoli di tale materiale si trovano solo raramente nelle Molasse. Questo fatto prova il più tardo sollevamento delle Alpi meridionali. Nel Pliocene si formarono le valli autoctone, mentre nelle valli ghiacciate l'escavazione continuava.

Per i ghiacciai oligo-miocenici di Bregaglia e Valtellina possono essere dati modelli. Nelle valli superiori di Másino e Malenco, al Passo del Maloja e nella Alta Engadina le superfici dei ghiacciai superavano i 3000 m. Di là il ghiaccio scorreva fino al bacino di Zernez e verso nord nelle valli Sursessa e Albula.

Il ghiacciaio della Valtellina superava la regione dell'Aprica ma non poteva scorrere verso sud, oltre la Catena Orobica. Essa era già troppo elevata sebbene non fosse ancora sufficientemente alta per la formazione di conoidi molassiche all' uscita delle valli bergamasche.

Nel Pliocene superiore i ciottoli raggiungevano ancora dimensioni tali da provare altitudini comparabili alle attuali e il ghiacciaio avanzava fino al margine sud-alpino. È stato possibile inoltre stimare l'incisione delle valli del lago di Como, della Valtellina, della Val Bregaglia e della Engadina a partire dall'Oligocene.

ABSTRACT

Paleoclimatic and paleoecologic results, deduced from fossil floras, combined with paleozoologic and sedimentologic data, pebble and heavy mineral analyses from the Southern Molasse, and age determinations, especially fission-track dating of Molasse boulders and parent rock bodies, allow to connect the foreland sedimentation with the Alpine relief. The history of uplifting, of valley formation and of the climate can be reconstructed more precisely than by structures and valley directions only.

During the youngest Oligocene large glaciers formed in the highest part of the Alps, the Bergell massif in the Southern Grisons, with altitudes more than 5000 m. At the contemporaneous paleobotanically documented

[1]) Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH–8092 Zürich.

climatic depression, the paleotemperatures were not higher than today, but the precipitations were still considerable. Facetted boulders of granodiorites up to 10 m^3 and tonalites, cobbles of serpentinite, limestones and dolomite could have been transported only by glaciers from the Bergell massif into the Molasse south of Lakes Como, Lugano and Maggiore. Only the last part of transport was effected by floods resulting from ruptures of moraines which dammed lakes in preformed valleys. Pebbles of the porphyry dome of Lugano are scarce in the Molasse and prove its later uplift. In the Pliocene the autochthonous valleys were formed, but in the glaciated valleys the excavation continued.

For the Bergell and Valtelline Oligocene glaciers models can be established. In the uppermost valleys of Másino and Malenco, at the Maloja Pass and in the Upper Engadine the ice surfaces must have reached more than 3000 m. From there ice flowed also down the Inn River until the basin of Zernez, and, to the north, into the Sursess and Albula valleys.

The Valtelline ice ran over the Aprica area, but it could not flow to the south; the Orobic Chain was already too high, but although not yet high enough for the formation of Molasse fans at the valley exits. In the youngest Pliocene the pebbles reached sizes proving altitudes similar to the present-day Alps and glacier advances until the Alpine border.

It has also been possible to estimate values for the post-Oligocene down-cutting of the valleys of Lake Como, the Valtelline, the Bergell and the Engadine.

RÉSUMÉ

Des résultats paléoclimatiques et -écologiques déduits de flores fossiles, combinés avec des données paléozoologiques et sédimentologiques, des analyses de galets et de minéraux lourds dans la molasse sudalpine et des déterminations d'âge – des dates de traces de fission dans des galets et dans le massif brégagliais – permettent d'établir une connexion entre l'avant-pays et le relief alpin. L'histoire du soulèvement, de la formation des vallées et du climat peut ainsi être reconstruite plus précisément qu'avec des structures et des directions de vallées.

A l'Oligocène récent, des glaciers remarquables se sont formés sur les Alpes les plus élevées, dans le massif brégagliais, au sud des Grisons, atteignant des altitudes de plus de 5000 m. Pendant la dépression climatique contemporaine, prouvée paléobotaniquement, les paléotempératures n'étaient guère plus élevées qu'au Récent, mais les précipitations étaient encore considérables. Ainsi seuls des glaciers ont pu transporter des blocs facettés de granodiorite jusqu'à 10 m^3 et de tonalites, des galets de serpentinite, de calcaires et de dolomie à partir du massif brégagliais jusqu'à la molasse au sud des lacs de Côme, de Lugano et du lac Majeur. Seuls les derniers parcours s'effectuèrent par des coulées dues à des ruptures de barres morainiques dans les vallées préformées. Par contre le dôme porphyrique de Lugano s'est accentué postérieurement, car on ne trouve que rarement ses galets dans la molasse. Cela prouve les poussées tardives des Alpes méridionales.

Au Pliocène, les vallées autochtones étaient formées et l'excavation continuait seulement dans les vallées glaciaires.

Pour les glaciers brégagliais et valtellinais oligo-miocènes peuvent être donnés des modèles. Dans les hautes vallées de Másino et de Malenco, au col de Maloja et dans la Haute Engadine leurs surfaces atteignaient plus de 3000 m. De là, la glace pouvait s'écouler en aval jusqu'au bassin de Zernez et, vers le nord, dans la Sursesse et la vallée de l'Albula. La glace valtellinaise a passé la région d'Aprica, mais n'a pas franchi la Chaîne Orobique. Celle-ci était déjà trop élevée, bien que pas encore assez pour la formation de cônes molassiques à la sortie des vallées bergamasques. Au Pliocène récent les galets atteignaient des tailles prouvant des altitudes comparables à l'Actuel et les glaciers arrivaient jusqu'au bord sudalpin.

De plus, il a été possible d'estimer depuis l'Oligocène, l'entaillement des vallées du lac de Côme, de la Valtelline, de la Brégaglia et de l'Engadine.

Einleitung

Die Geschichte der Durchtalung der Alpen beginnt mit ihrem Herausheben aus dem Meer. Schon in verschiedenen Abschnitten des Mesozoikums ragten neben dem flachen Rücken des Aarmassivs im penninischen und vorab im ost- und südalpinen Bereich Inselketten mit steilen Küsten aus dem Ur-Mittelmeer empor, was Brekzien-

schüttungen, Schichtlücken und kontinentale Ablagerungen belegen. Doch haben all diese im Gesamtrahmen noch bescheidene Areale eingenommen. Das eigentliche Herausheben grösserer Landmassen setzte in den Ostalpen erst in der jüngeren Kreide, in den übrigen alpinen Bereichen meist erst im Tertiär, besonders im Oligozän, ein. Erstmals erreichten diese bedeutendere Höhen. Das Bergeller Massiv wurde dabei gar zum *andinen Hochgebirge* emporgestaut.

Während die Land-Meer-Bereiche aufgrund von Fossilinhalt und Sedimentcharakter, von Bio- und Lithofazies, und ihre geschichtliche Entwicklung sich aus deren Abfolgen meist klar gegeneinander abgrenzen lassen, ist die Erforschung des alpinen Reliefs und seiner Talgeschichte bisher oft mehr oder weniger intuitiv erfolgt (ALB. HEIM 1891; LAUTENSACH 1912; ANNAHEIM 1935). Dabei haben Talformen und -richtungen die wichtigsten Kriterien gebildet. Mit der Erkenntnis, dass neben altem Form-Erbe auch die bei der Talbildung wirksame Tektonik sowie Tracht, Herkunft und Alter der Vorlandsedimente das alpine Geschehen – Emporheben, Bildung der Decken und deren Platznahme, Bruch- und Kluftbildung – sowie die damit laufend sich verändernde Reliefgestaltung bestimmen, wurde die alpine Geomorphologie wissenschaftlicher (CADISCH 1928; STAUB 1934, 1952, 1954; SPECK 1953; HOFMANN 1960; NANGERONI 1961, 1970, 1971).

Makropaläontologische (PFISTER 1921; LONGO 1968), mikropaläontologische (RÖGL et al. 1975; BECKMANN et al. 1982; KLEBOTH 1982) und palynologische Ergebnisse (HOCHULI in RÖGL et al. 1975, 1978) haben die Vorlandsedimente am Rande der zentralen Südalpen zeitlich präziser einzustufen erlaubt, und sedimentologische Studien haben Hinweise über die Schüttungsnatur erbracht (BICHSEL & HÄRING 1981; GUNZENHAUSER 1982).

Die paläoklimatische, -ökologische und -orographische Auswertung nordalpiner Oligozän- und südalpiner Pliozän-Floren (HANTKE 1980, 1982a, b, 1983), sedimentologische Analysen in nordalpinen Schuttfächern und die räumliche Verbreitung paläorographisch auswertbarer Pflanzenreste haben ein immer gezielteres Vorstossen in sukzessive ältere Zeitabschnitte ermöglicht (BÜRGISSER 1980, 1981a, b; HANTKE 1980, 1982a, b). Damit lassen sich die einzelnen Etappen der Reliefbildung und der streng klimaabhängige Abtrag am Alpenrand und von dort taleinwärts in die Alpen hinein nachzeichnen.

Geochronologische Untersuchungen und ihre Deutung bringen neue Erkenntnisse zur jüngeren Geschichte der Zentralalpen: Rb-Sr-, K-Ar- und Apatit-Spaltspuralter mit verschiedenen Schliessungstemperaturen zeigen, dass die Abkühlung der Zentralalpen räumlich und zeitlich stark variiert hat. Im Bergeller Pluton war sie extrem rasch, wurde dann zunehmend langsamer. Entlang der Nord–Süd-Achse Gotthard–Tessin ergaben sich für die letzten 25 Ma etwa konstante Abkühlraten. In den westlichen Zentralalpen, von Simplon zum Monte Rosa und zum Westende des Aarmassivs, wurde die Abkühlung zunehmend schneller. Aus Spaltspurdatierungen, die für verschiedene Regionen der Zentralalpen eine positive Korrelation von Spaltspuralter und orographischer Höhe der Proben ergeben haben, lassen sich Hebungs- und Erosionsraten zur Zeit der Abkühlung auf 120 °C angeben. Dabei zeigt sich wieder dasselbe Bild: zuerst extrem rascher Abtrag im Bergeller Pluton, der zunehmend langsamer wird, dagegen zunehmende Erosionsgeschwindigkeit in den westlichen Zentralalpen (WAGNER et al. 1977).

Schnelle Hebung im Viereck Muretto-, Engadin–Bergeller-, Mezzola- und insubrischer Linie (Fig. 1) ist wohl für das Aufschmelzen des Bergeller Granodiorits verantwortlich; sie muss besonders im Bergeller Massiv zu höheren Bergen geführt haben, vorab während und kurz nach der Kristallisation des Plutons vor 30 Ma und kurz darnach. Damals waren Abkühlung und Hebung im Westen langsam, die Berge daher dort noch weit niedriger.

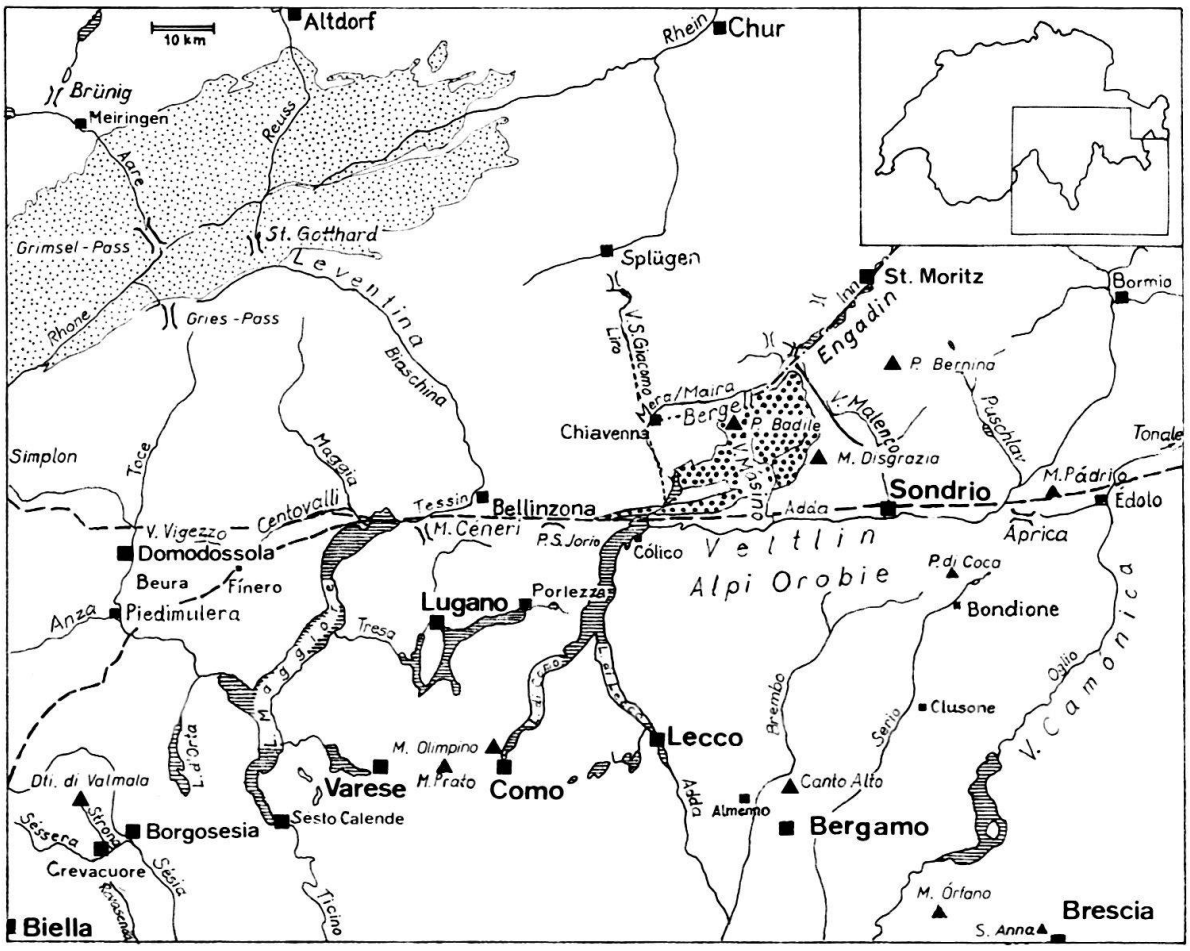


Fig. 1. Die zentralen Südalpen und die benachbarten Zentral- und Nordalpen.

Weit punktiert: Aar- und Gotthardmassiv; eng punktiert: Bergeller Plutonit; gestrichelt: Jorio–Tonale- und Simplon–Centovalli-Linie; strichpunktiert: Engadiner Linie; voll: Muretto-Störung.

Studien an Geröllen von Bergeller Granodiorit in der südalpinen oligozänen Molasse bestätigen die besondere Situation des Bergeller Plutons im Alpenkörper: U-Pb-Datierungen an Geröllen, die ebenfalls 30 Ma ergeben haben, belegen, dass es sich tatsächlich um Bergeller Magmatika handelt; Spaltspurdatierungen zeigen, dass die drei untersuchten Proben aus grossen Höhen, aus heutigen Meereshöhen von 7800 bis 9600 m, stammen. Diese Werte bedeuten zwar nicht oligozäne Meereshöhen, da sie noch von einer rund 4 km mächtigen Gesteinsserie überlagert wurden; sie müssen aber gleichwohl als Ausdruck grosser Höhen zur Zeit des Abtrages, vor etwa 23 Ma, gedeutet werden (WAGNER et al. 1979; JÄGER & HANTKE 1983, 1984).

U- und Th-Gehalte an Molassegeröllen und an über das Bergeller Massiv verteilten Proben bestätigen für dessen Nordrand eine Meereshöhe von über 4000 m (REUSSER 1980).

Oft ist bisher kaum beachtet worden, dass Hebungen auch die Talsohlen betroffen haben. Dadurch wurde der Abtrag durch den Emporstau teilweise kompensiert, so dass dieser weniger stark in Erscheinung trat und es gleichwohl zu einer kräftigen Sedimentzufuhr in die Meeresbecken kommen konnte.

Sodann lassen sich all diese Daten mit der Klima- und Sedimentationsgeschichte sowie mit tektonischen Fakten kombinieren und zu Modellen der Relief- und Abtragungsgeschichte für die letzten 30 Ma zusammenfügen, die durch weitere Beobachtungen, vorab am Südalpenrand, noch zu verfeinern sind. Dabei sind Reichweiten und Geschiebegrössen einzelner Geröllschübe Ausdruck von Hebungsphasen und/oder von allgemeinen Klimaveränderungen. Ihre Schüttungsnatur spiegelt – zusammen mit den Floren in den Vorlandsedimenten, deren einstiger Höhenlage und Klimaansprüchen – den Klimacharakter wider, unter dem sie gebildet worden sind (HANTKE, 1980, 1982a, b). Damit lässt sich das Grosskonzept (TRÜMPY 1960, 1971), wonach die Alpen bereits vom jüngeren Oligozän an ein sich wandelndes, höhenmässig recht differenziertes und lokal schon kräftig vergletschertes Gebirge gebildet haben, noch bestärken und ergänzen.

Eine älteste Talung im südöstlichen Comerseegebiet

Bereits in der Kreide scheinen im südöstlichen Comerseegebiet erste Talanlagen existiert zu haben, so im Bereich des Pizzo dei Tre Signori durch die Val Biandino, die obere V. Sássina, die V. del Gerenzone, den Durchbruch zwischen Monte Rai und M. Barro ins Becken des Lago di Annone gegen Sirone in die Brianza. Für diese Talung spricht ausser ihrem Erbe das verfestigte *Konglomerat von Sirone,* das dort einen 90 m hohen, vom pleistozänen Adda-Eis mehrfach überschliffenen Hügel aufbaut. Offenbar ist dieses Konglomerat seinerzeit, aufgrund der Fauna, in ein warmes Meer geschüttet worden. Dabei fiel das zuvor gelöste Karbonat aus und führte zur Zementierung der gut gerundeten Karbonat- und vereinzelten Radiolarit- und Chert-Gerölle von 2 bis 5 cm mittlerem und 20 cm maximalem Durchmesser. Das Alter dieser über Sárnico-Sandstein sich einstellenden Schüttung wurde schon von DE ALESSANDRI (1899) aufgrund verfrachteter Cephalopoden, Acteonellen, Nerineen und Hippuriten als Oberkreide bestimmt. Als jüngstes Mikrofossil erwähnen BICHSEL & HÄRING (1981) *Dicarinella concavata* (BROTZEN), die vom späten Coniacian bis ins frühe Santonian auftritt.

Bescheidenere, jüngere Geröllschübe finden sich auch weiter im Südosten: in der Oberkreide–Paleozän-Abfolge des Monte Giglio zwischen Villa d'Assa und Calusco, in der KLEBOTH (in BECKMANN et al. 1982) eine Schichtlücke zwischen dem oberen Maestrichtian und dem mittleren Paleozän feststellen konnte. Ob diese ersten Anlagen eine noch submarine Rinne von Lecco durch die Talung des Lago di Garlate und der Adda ins lombardische Meer darstellen oder bereits einen in der Zwischenzeit erfolgten Abtrag belegen? Dabei mag die Schwelle zwischen M. Rai und M. Barro schon im Santon durch die eigene Schüttung zu hoch geworden sein; ihre distaleren Bereiche wären später vom pleistozänen Eis wieder ausgeräumt worden. Die geringere Geröllgrösse ist wohl Ausdruck der um mindestens einen Viertel grösseren Transportdistanz sowie eines sanfter gewordenen Reliefs.

Ein im Geröllinhalt mit der Schüttung von Sirone vergleichbares Konglomerat mit etwas weniger gut gerundeten Komponenten steht auch im Hügel von Prella südöstlich von Stabio an. Während dieses aufgrund von Lithothamnienkalken, die als Blöcke auf diesem Hügel liegen, von GUNZENHAUSER (1982) mit dem Obereozän von Travedona, der Ternate-Formation, verglichen und als Prella-Konglomerat bezeichnet worden ist, konnten H. M. Bolli und J.-P. Beckmann (mdl. Mitt.) in deren Matrix nur Campan nachweisen. Da die Lithothamnienkalke, teilweise auch die Konglomerate, vom Eis des über Porlezza eingedrungenen Adda-Gletschers nur geringfügig verfrachtet worden sein können, dürfte mit den Lithothamnienkalken gleichwohl ein zeitliches Äquivalent der Ternate-Formation einst bis ins Mendrisiotto gereicht haben.

Da anderseits der Hügel von Prella in der südwestlichen Fortsetzung der Talung des Seearmes von Riva S. Vitale liegt, scheint auch diese, später noch umgestaltete Talung in ihrer ersten Anlage bis in die Oberkreide zurückzureichen; durch sie wären die südalpinen Gerölle des Konglomerats ins Oberkreidemeer um Prella geschüttet worden.

Die südalpine Molasse des Monte Olimpino, des M. Prato und um Azzate südwestlich von Varese

Die Molassekette südlich von Chiasso–Como, von S. Stefano–Monte Olimpino–M. della Croce, ist steil an die südfallenden mesozoischen Sedimente der Südalpen angeschoben, die in der Breggia-Schlucht zwischen Caneggio und Balerna aufgeschlossen sind (VONDERSCHMITT 1940). Schon auf S. Stefano WNW von Pedrinate liegen in der südalpinen Molasse an pleistozäne Erratiker erinnernde, bis über 3 m^3 grosse, kantengerundete Kristallinblöcke. Auf dem Grat sind diese bisher oft als würmzeitliche Moränenblöcke aufgefassten Geschiebe, wie die Anlage eines Rebberges westlich von Pedrinate gezeigt hat, aus der anstehenden Molasse herausgewittert worden. Daneben finden sich nussgrosse Gerölle, bis kubikmetergrosse, z. T. facettierte Blöcke (Fig. 2), im obersten Teil, auf der Südseite des Höhenrückens des Sasso di Cavallasca (614 m), gar bis über 10 m^3 grosse Exemplare (Fig. 3), in den jüngsten Schüttungen, gegen Cavallasca. Bei den kleineren, bis kubikmetergrossen, herrschen Tonalite vor, meist ohne markante Schieferung, bei den grösseren: Bergeller Granodiorite (= Ghiandone). Wie die pleistozänen Blöcke aus den Moränen zeigen auch die oligozänen frische K-Feldspäte und keine Spur einer Verwitterungsrinde. Sie sind daher wohl ebenfalls kühlzeitlich und offenbar recht rasch im jüngstoligozänen lombardischen Meer sedimentiert worden.

Nach WAGNER et al. (1977, 1979) stammen die Granodiorite aus verschiedenen Höhenlagen des Bergeller Massivs. Daneben erwähnen schon ALB. HEIM (1922) und PFISTER (1921) Novate-Granite, Err–Julier-Granite, Bernina-Diorite, Gabbros der Platta-Decke, Maloja-Gneise, oberostalpine Granite, Gabbro-Porphyrite aus dem Veltlin usw. REPOSSI (1922) hat festgestellt, dass Gerölle von Nummulitenkalken nur in den untersten Schichten vorkommen. Ebenso glaubte er, dass Bergeller Granodiorite in der tiefsten Abfolge, in der Serie von Chiasso, noch fehlen.

LONGO (1968) hat die Gerölle des M. Olimpino in zwei Profilen, im Westen über S. Stefano–Seseglio und im zentralen Bereich von Chiasso nach Maiocca südöstlich von Pedrinate, untersucht und gibt ihre prozentuale Verteilung in verschiedener Profilhöhe an. Dabei stellte er fest, dass Bergeller Granodiorite und Tonalite erst in der Como-

Fig. 2. Facettierter Bergeller Granodiorit-Block in der Comasker Molasse nördlich von Cavallasca südwestlich von Como.

Formation häufiger, Err–Bernina-Granite wenig früher auftreten. Auffällig ist sodann das Fehlen von Serpentin-Geschieben, während diese am M. Prato bereits gut vertreten sind, ebenso dasjenige von Phengit-Gneisen aus penninischen Deckenkernen.

Dass damals der Gebirgsbau am Comersee noch im Gange war, was neben Kristallin-Geschieben auch zahlreiche Gerölle südalpiner Herkunft belegen, sucht LAUBSCHER (1983) in der Grigna-Gruppe aufzuzeigen. Der gewaltige Abtrag führte am Südalpenrand – neben der noch sichtbaren Schüttung – auch zur Ablagerung später gestauchter und überschobener Bereiche, die von jüngeren Alluvionen der Poebene eingedeckt worden waren und durch Erdölbohrungen der AGIP teilweise nachgewiesen werden konnten.

Die Oberflächengestalt des M. Olimpino mit seinen vom Sasso di Cavallasca ausstrahlenden Höhenrücken erinnert stark an die Äste eines Vogelfussdeltas; sie könnten daher als fossile Bypasses in ein rasch sich vertiefendes Meer gedeutet werden.

Gegenüber der Darstellung von GUNZENHAUSER (1982) weicht unsere Vorstellung darin ab, dass die Schüttung des marinen Deltas durch wiederholten Ausbruch von Moränenstauseen und nicht durch Wiederaufarbeitung von einer interner gelegenen Schwemmlandebene aus erfolgt wäre.

Im Miozän dürfte die Kette S. Stefano–Pedrinate–Sasso di Cavallasca–M. della Croce über die Meeresoberfläche herausgeragt haben, so dass darüber gar keine jünge-

Fig. 3. Die chaotisch gelagerte, gegen Süden einfallende Cavallasca-Serie der Comasker Molasse südlich des Sasso di Cavallasca mit bis 10 m^3 grossen Bergeller Granodiorit-Blöcken.

ren Sedimente mehr abgelagert worden sind. Darauf deuten auch die von LONGO bis in die Hügel von Lurate gezeichneten Profile hin. Da aber dieses Aufragen – infolge des im älteren und mittleren Miozän höheren Meeresspiegels – erst mit der tektonischen Schrägstellung im jüngeren Miozän verstärkt begann, jedoch stets bescheiden blieb, hielt sich der Abtrag in Grenzen. Zugleich stockten auf diesen Inseln und auf dem nahen Festland zunächst noch subtropisch-warmgemässigte, später, im Pliozän, warmgemässigte Laubmischwälder (HANTKE 1983). Erst damals ragte der M. Olimpino als rund 300 m hohe Insel aus dem lombardischen Meer empor. Die Durchtalung ist seither vorab längs sedimentärer und bruchbedingter Strukturen erfolgt. Im Pleistozän hat das Mera/Adda-Eis dieses Gebiet erstmals erreicht und in den Maximalständen jeweils in geringer Mächtigkeit angefahren und überfahren. Der Südhang des Sasso di Cavallasca (Fig. 3) blieb jedoch während des ganzen Pleistozäns eisfrei, so dass der am Südfuss liegende Schutt weitgehend den seither erfolgten Abtrag repräsentiert.

Zwischen Balerna und Como trafen die beiden Eisarme des pleistozänen Adda-Gletschers, die durch den Comerseearm und von Menaggio über den Sattel von Grándola und durch die Talungen des Luganersees abgeflossen waren, wieder aufeinander. In den Höchstständen überfuhren sie teilweise die Ketten des M. Olimpino und des M. Prato und bewirkten dort noch einen geringen Abtrag.

In der Riss-Eiszeit reichte das Adda-Eis über Tavernerio östlich von Como auf eine Höhe von knapp 500 m. Bei Civiglio und Visigna stand es auf über 650 m, bei Brunate schon auf über 700 m. Auf Cámpora nördlich von Chiasso dürfte die Eisoberfläche auf über 600 m gelegen haben. Zwischen den Schuttfächern des M. Olimpino und des M. Prato dagegen vermochten die wieder vereinigten Arme des Mera/Adda-Gletschers weiter Faloppio-aufwärts vorzudringen. Sie schütteten zur Riss- und vorab zur Würm-Eiszeit die Endmoränen-Kränze von Uggiate–Faloppio–Parè und kolkten dahinter das bereits angelegte Becken von Seseglio weiter aus.

Zwischen der tiefsten, der Chiasso-Serie, und der höchsten, der Cavallasca-Serie, zeichnet sich in der Comasker Molasse eine deutliche Zunahme der grössten Geschiebe ab. Dies ist wohl dahin zu deuten, dass sich im Laufe des jüngeren Oligozäns – neben der markanten Entwicklung eines Höhenreliefs – eine fühlbare Klimaverschlechterung ereignet hat. Dieser palynologisch seit Jahren belegte Klimaabfall (MAI, 1967, 1970, u.a.) konnte HOCHULI (in RÖGL et al. 1975; 1978) auch für das jüngste Oligozän der Comasker Molasse aufzeigen. Durch das Auffinden einer fossilen Flora im Bergsturzgebiet der Beichlen (HANTKE 1982b) und eine paläoklimatische Auswertung weiterer fossiler Floren im Waldemmental, im Toggenburg sowie in der Oberen Süsswassermolasse der Nordostschweiz und der Oehninger Fundstellen konnte diese Klimadepression bestätigt werden und liess sich gar zahlenmässig abschätzen. Danach ergeben sich für die Molassefloren der Alpennordseite, reduziert auf Meeresniveau, aufgrund der Temperaturansprüche ihrer heutigen Vergleichsarten etwa folgende Jahresmittelwerte:

— Oberer Teil der Oberen Süsswassermolasse (oberes Mittelmiozän) 14–16 °C
— Unterer Teil der Oberen Süsswassermolasse (mittleres Mittelmiozän) 16–18 °C
— Obere Meeresmolasse (oberes Untermiozän – tieferes Mittelmiozän) 18–19 °C
— Oberer Teil der Unteren Süsswassermolasse (unteres Miozän) 16–18 °C
— in den kühlsten, nicht durch Floren, sondern durch Konglomerate belegten Phasen des untersten Miozäns wohl gar noch etwas tiefer.
— Oligozän/Miozän-Grenzbereich 11–14 °C
— Mittlerer Teil der Unteren Süsswassermolasse (oberes Oligozän) 15–18 °C
— Tieferer Teil der Unteren Süsswassermolasse (oberes Oligozän) 18–19 °C
— Horwer Sandstein der Unteren Meeresmolasse (mittleres Oligozän) um 19 °C
— Grisiger Mergel der Unteren Meeresmolasse (mittleres Oligozän) 19–20 °C
— Für die Alpensüdseite ergeben sich wohl um 1–1 ½ °C höhere Werte. Heute beträgt dort das Jahresmittel, reduziert auf Meeresniveau, 13 °C.

Die heutige mittlere Jahrestemperatur von Zürich (alter Botanischer Garten, 408 m ü. M.) beträgt 9,5 °C, reduziert auf Meereshöhe ergäben sich 11,7 °C.

Durch das Emporsteigen des Bergeller Massivs ist das Firn-Akkumulationsgebiet ständig gewachsen, im Maximum wohl bis gegen 6000 m, so dass das Mera/Adda-Eis im jüngsten Oligozän mit seinen Zungen in den Bereich des heutigen Comersees vordringen konnte, in den kühlsten Phasen wohl bis über Bellagio hinaus durch die bereits angelegten Gabeläste der heutigen Comerseetalung vordringen konnte.

Im distalen Ast des Lago di Como dürften sich mehrfach Moränenstauseen gebildet haben, die von Zeit zu Zeit ausgebrochen sind. Dadurch wurde der abdämmende Endmoränenschutt als Schlammflut bis zum M. Olimpino verfrachtet, wo sich diese schliesslich ins rasch tiefer gewordene lombardische Meer ergoss. Reiner Flusstransport

der Blöcke nach starken Regenfällen (LONGO 1968; REUSSER 1980) wäre somit dahin zu korrigieren, dass eine Verfrachtung von bis mehrere Kubikmeter grossen Blöcken von typischer Bügeleisenform, wie sie vorab auf der Südseite des Sasso di Cavallasca auftritt (Fig. 2 und 3), nur durch katastrophale See-Ausbrüche, etwa von Moränenstauseen, allenfalls begünstigt oder ausgelöst durch Regengüsse in sommerlichen Abschmelzperioden, erfolgt sein kann. Eine Gletscherablagerung, etwa eine Endmoräne, ist aus sedimentologischen Gründen auszuschliessen (GUNZENHAUSER 1982); dafür sind die Geschiebe zu gut gerundet und fehlen die feinkörnigen Komponenten. Zugleich lassen sich in der Como-Serie verschiedentlich auch Slump-Strukturen beobachten.

Geschiebe von ähnlichem Kaliber finden sich heute unterhalb der Bergsturz-Steilstufe der Biaschina im Bett des Tessins und im Oberlauf der Orlegna, eines Quellastes des obersten Bergells, wenige Kilometer unterhalb der Stirn des Forno-Gletschers, wo sie jedoch bei abflauenden Hochwassern dachziegelartig schräggestellt worden sind. Die in der Leventina und in der Val Forno ebenfalls auftretenden mehrere Kubikmeter grossen Blöcke sind als Bergsturzblöcke oder – wie im Sihltal südlich von Zürich – als ausgeschmolzene Erratiker zu deuten, die nur bei Hochwasser schrittweise geringfügig weiterbewegt werden.

Da die Schmelzwässer, bevor sie sich mit ihrer Schuttfracht um Chiasso–Como ins oligozäne Meer ergossen, auch Karbonate gelöst hatten, die im wärmeren Meer jedoch wieder ausgefällt wurden, sind die Geschiebe zementiert worden. Bei der Klimaverschlechterung an der Oligozän/Miozän-Wende ist jedoch festzuhalten, dass die Pollenfloren wie die begleitende Mikrofauna aus tieferen und höheren Horizonten, aus ruhigerem Ablagerungsmilieu und noch wärmeren Phasen bei wenig höherem Meeresspiegel stammen. Die Abfolgen mit den grossen Blöcken dagegen wären in kühleren Phasen bei etwas tieferem Meerespiegel geschüttet worden. Die Annahme, dass sich bereits damals innerhalb der Klimadepression – wie im Holozän, innerhalb der letzten 10000 Jahre – Klimaschwankungen von 2 bis 3 °C ereignet haben, ist kaum abwegig, so dass sich solche auch über etwas längere Zeiträume, allenfalls gar mit noch grösseren Amplituden, in derartigen Sedimentationserscheinungen abzeichnen können.

Über die Dauer der Vergletscherung lässt sich erst sagen, dass diese erdgeschichtlich relativ kurz war und wohl in mehreren Schüben erfolgte. Aufgrund der Molasseflorен müssen die Paläotemperaturen bereits im tiefen Miozän – mindestens zeitweise – wieder angestiegen sein. Aus den gewaltigen Konglomerat-Schüttungen zwischen Toggenburg und Urnäsch (HABICHT 1945) hielt jedoch die Schüttungsintensität aufgrund der bedeutenden Mächtigkeit noch an. Die Abkühlalter im Bergeller Massiv deuten klar darauf hin, dass dort die Hebungsraten nach dem jüngsten Oligozän stark abgeklungen waren, so dass offenbar längs Klüften niedergebrochene Felsstürze und ausbrechende Stauseen rasch an Intensität abgenommen hatten.

Basierend auf Foraminiferen-Vergesellschaftungen, beschreiben LECKIE & WEBB (1983) in der Ross Sea an der Paläogen/Neogen-Grenze eine Verstärkung der antarktischen Gletscheraktivität. Diese führte zu einem Anstieg der Produktion von tiefem Bodenwasser, was sie in Zusammenhang bringen mit ausgedehnten Schichtlücken in niederen Breiten, als Folge des Abfallens des Weltmeerspiegels. Sodann fanden die beiden Autoren an der Oligozän/Miozän-Wende gar mehrere Kaltzeiten mit einem Temperaturminimum zwischen 18 und 20 Ma, also zu einer Zeit, als auch die Bergeller Blöcke nach Süden transportiert worden sind.

Analoge Schüttungen wie am M. Olimpino gelangten auch südlich des Luganersees, an der Mündung der Talung von Capolago und Proto Ceresio, zur Ablagerung. Damit hätte Eis schon damals über den Sattel von Grándola und durch die ebenfalls angelegte Talung von Porlezza–Lugano bis über Lugano gereicht, von wo aus es mit seinen hinter einer Stirnmoräne gestauten und zeitweise ausgebrochenen Schmelzwässern weiter im Süden den Fächer des M. Prato aufgebaut hätte. Südwestlich von Novazzano finden sich Geschiebe von analoger Grösse und chaotischer Lagerung wie am M. Olimpino, doch enthalten diese einen bedeutenderen Anteil an Grüngesteinen, vorab an Serpentiniten. Sie dürften von Chiavenna und damit auch der Kristallin-Anteil grösstenteils von der Nord- und Westseite des Bergeller Massivs stammen.

Da eine den oligozänen Schüttungen des M. Prato und des M. Olimpino entsprechende Abfolge am Südende des Lago di Lecco bzw. des L. di Garlate fehlt, war diese Talung damals noch nicht so tief eingeschnitten; die Schwelle südöstlich von Bellagio wäre somit erst später durchbrochen worden.

Eine analoge Molasseschüttung erfolgte dagegen auch südlich des Seearmes von Porto Ceresio in die lombardische Ebene. Bereits wenig westlich, am M. Prato, ist das Einfallen der Schüttung deutlich weniger steil als am Sasso di Cavallasca. Zwischen Azzate und Brunello südwestlich von Varese liegt die südalpine Molasse fast flach, heute um 300 m ü. M. Dort wurde sie offenbar auf eine submarine Strandplatte geschüttet.

Da am M. Olimpino, am M. Prato und um Varese Luganeser Porphyre stark zurücktreten, sind die Talungen von Capolago und von Porto Ceresio–Arcisate–Varese sowie das Tal der Bévera zur Olona im jüngeren Oligozän entweder noch nicht so tief ausgeräumt gewesen, oder/und der Porphyrschild ist erst später stärker gehoben worden. Jedenfalls ist eine Zufuhr von Tessin-Eis über den Sattel des Monte Ceneri ins Luganese und durch den Piano di Scairolo erst im Pleistozän erfolgt, so dass diese Seebecken offenbar erst damals, bei grösserer Eisführung, stärker ausgeräumt worden sind.

Durch den Emporstau des Porphyrschildes dürfte der angestammte Lauf unterbunden und die Ur-Tresa gegen Westen abgelenkt und zum Durchbruch des Felsriegels von Fornasette gezwungen worden sein.

Eine weitere, in ihrer Zusammensetzung etwas abweichende Schüttung scheint zwischen Lago di Monate und südlichem L. Maggiore stattgefunden zu haben. Bereits CATALISANO & STELLA in MATTIROLO et al. (1932, 1937) und NOVARESE (1939) haben diese als «Arenarie e conglomerati (conglomerato di Como) talora con facies glaciale e grossi massi erratici di rocce cristalline» bezeichnet. Zu ähnlichen Auffassungen gelangte SACCO (1936) gar für das warmzeitliche «Elveziano» der Turiner Molasse! Noch am südlichen L. Maggiore sind die Geschiebe, vorab zentralalpines Kristallin, respektabel gross; doch treten grössere Blöcke im Südwesten mehr und mehr zurück. Da die Spektren von jenen des südlichen Toce/Tessin-Systems abweichen, hingegen am besten mit jenen des Liro/Mera-Tales übereinstimmen, scheint bereits damals auch eine Talung von Lugano gegen Südwesten über Ponte Tresa–Marchirolo–Val Cuvia existiert zu haben. Damit ergibt sich aufgrund der Geröllspektren, dass aus dem Toce/Tessin-System bisher keine Schüttung bekannt ist, so dass diese Gebiete damals wie die Bergamasker Alpen (S. 129) noch nicht so hoch und daher nicht vergletschert waren, was sich wiederum bestens mit den Altersdaten deckt (WAGNER et al. 1977).

Im Pliozän wurden die heute um 250 m gelegenen, fossilführenden Ablagerungen von Balerna und Pontegana auf untiefem, ufernahem Meeresgrund abgelagert (ALB. HEIM 1906, 1922; LONGO 1968).

Zur Zeit der Schüttung des oberen Pontegana-Konglomerats, das noch bei Castel di Sotto über den Tonen von Balerna in Resten auftritt, war die Talung der Breggia, die Valle di Muggio, bereits tief eingeschnitten, was durch die Höhenlage dieses Konglomerats belegt wird. Die Eintiefung des damals ins Meer geschütteten Deltas, das heute bis 280 m ü. M. reicht, muss schon im ältesten Pleistozän – infolge kaltzeitlicher Spiegelabsenkung – bis auf das damalige Meeresniveau erfolgt sein. Dabei dürften Dosso Bello (1136 m) und M. Bisbino (1325 m) bis auf 900 m bzw. auf knapp 1100 m emporgeragt haben.

Im Laufe des Pleistozäns hat der Meeresspiegel mit einer Amplitude von über 150 m mehrfach geschwankt. Damit indessen die Pliozän-Ablagerungen auf ihre heutige Höhe gelangt sind, bedurfte es einer zusätzlichen pleistozänen Hebung um 280 m. Die pleistozäne Eintiefung der Motta, in den Kaltzeiten zunächst als rand-, später als subglaziäre Schmelzwasserrinne, beträgt nordöstlich von Novazzano rund 30 m.

Der Einbruch des Pliozän-Meeres ist vorab von Südwesten, über Stabio, und nur zum geringen Teil durch die engeren Pforten südlich und südöstlich von Como, über Cernobbio breggiaaufwärts, erfolgt.

Erratiker und Geschiebe in der würmzeitlichen Moräne am Ausgang der Valle di Muggio zeigen in Tracht, Form und Gesteinsinhalt grosse Ähnlichkeit mit den oligozänen Schüttungen des M. Olimpino, so dass diese Geschiebe teilweise ebenfalls aus oligozänen Ablagerungen aufgearbeitet sein können, also gar nicht alle erst im Pleistozän aus dem Einzugsgebiet des Mera/Adda-Gletschers hergeführt worden sein müssen. Dagegen ist ein Phengit-Gneis erst damals verfrachtet worden.

Der jüngstoligozäne Mera/Adda-Gletscher und seine Lappen im Bereich von Comer- und Luganersee

Wenn die Verfrachtung der südalpinen Molasse durch fluvialen Transport oder durch Murgänge als Ausbrüche von Bergsturzseen erfolgt wäre (LONGO 1968, REUSSER 1980), dann müssten die bei Menaggio, Lugano und nördlich des Monte S. Giorgio vorhandenen Talgabelungen praktisch auf gleichem Niveau gelegen haben. Bei Eisverfrachtung dagegen sind Transfluenzen und seitliche Austritte von Schmelzwässern und damit verschiedene Höhenlagen bei Diffluenzen die Regel. Gleiche Höhenlagen stellen sich heute lediglich beim Boden des Luganersees nördlich des Monte S. Giorgio ein.

Da das Oligozän bisher nicht gerade als erdgeschichtlicher Zeitabschnitt mit gewaltigen Vergletscherungen, mit Eisvorstössen bis in die distalen Alpentäler, bekannt ist, müssen für die Schüttung der südalpinen Molasseablagerungen zwischen Lago Maggiore und L. di Como doch etwas spezielle Verhältnisse vorgelegen haben.

Die artenarme, aber individuenreiche Grossrestenflora aus den höchsten Schichten des proximalen jüngstoligozänen Schuttfächerbereiches der Beichlen (Kanton Luzern) liess – als letzte von vier, einen graduell abfallenden Wärmeanspruch bekundende Assoziationen fossiler Pflanzen – Temperaturen und Niederschläge am Nordalpenrand im Laufe des jüngeren Oligozäns abschätzen. Darnach herrschten dort nach einem Abfall um mindestens 6 °C zuletzt kaum höhere Temperaturen als heute; doch erreichten die

Niederschläge – im Gegensatz zu den pleistozänen Vereisungen – noch mit den heutigen vergleichbare Werte (HANTKE 1982b).

Damit jedoch ein Mera/Adda-Gletscher bis in die damals noch weit weniger tief ausgeräumte Comerseetalung vorstossen konnte, müsste das Einzugsgebiet beträchtlich höher hinaufgeragt haben, als dies heute im Bergell und in der Berninagruppe der Fall ist. Im Bergeller Massiv steigen Albigna- und Forno-Gletscher von der Cima di Castello (3392 m) bis in den Albigna-Stausee (2163 m) und in der Val Forno bis 2230 m ab. In der Berninagruppe reichen Tschierva- und Morteratsch-Gletscher vom Piz Bernina (4049 m) bis 2150 bzw. 2020 m und der Palü-Gletscher vom P. Zupò (3996 m) bis 2325 m herab.

Aufgrund von Apatit-Spaltspuraltern stammen die Gerölle von Bergeller Granodiorit der Comasker Molasse aus Höhen bis gegen 6000 m über dem heute Anstehenden. WAGNER et al. (1977, 1979) geben gar 7800–9600 m ü. M. gegenüber heute an. Zur Zeit der Intrusion muss aber noch ein Dach von einigen Kilometern Mächtigkeit über dem Pluton gelegen haben. Damit ergibt sich für das Gebiet des Bergeller Plutons eine totale Überlagerung von mindestens 10 km. Davon entfallen mehrere Kilometer auf die gegen Norden abgeglittenen penninischen und ostalpinen Decken, was noch durch Metamorphosestudien zu verifizieren ist. Doch verbleibt noch immer eine bedeutende Granodiorit-Masse, die in den letzten 23 Ma abgetragen worden sein muss. Auch nach REUSSER (1980) stammen die von ihm untersuchten Gerölle aus der Comasker Molasse mit ihren gegenüber dem heutigen Anstehenden erhöhten U- und Th-Gehalten aus dem Norden des Bergeller Plutons aus Meereshöhen von mindestens 4000 m.

Damit wird ein Einzugsgebiet aus ganz bedeutenden Höhen geradezu postuliert. Aus diesen hätten sich die Eismassen am Ausgang des Veltlins zu einem Mera/Adda-Gletscher vereinigt. Diese beiden wären dann gemeinsam durch die Talung des Comersees gegen Südwesten vorgestossen.

In der Talung des *Lago di Lecco* kann das Mera/Adda-Eis nur bis an die Schwelle von Mandello–Abbadia vorgestossen sein. Diese muss mindestens 300 m über den heutigen Seespiegel aufgeragt haben. Die Entwässerung ist wohl teils rückläufig unter das Eis, teils randlich durch die Vallássina und Valbrona über Canzo–Erba ins lombardische Meer erfolgt.

In der Talung des *Lago di Como* dürfte das Mera/Adda-Eis in den jüngstoligozänen Höchstständen im schmalsten Talbereich, zwischen Bellagio und Como, geendet haben. Dabei hat wohl auch diese Zunge jeweils mächtige Endmoränen geschüttet, wie solche heute von Himalaja- und Andengletschern bekannt sind (BÜRGISSER, GANSSER & PIKA 1982).

Die Ausräumung der Schwelle von Mandello–Abbadia im Seearm von Lecco begann frühestens mit dem endgültigen Abschmelzen vom jüngstoligozänen Comersee-Stand. Sie wäre somit wenig jünger als die gröbsten Schüttungen des Monte Olimpino (S. 112). Die Tieferlegung der Talung um mehr als 400 m dürfte so in die Zeit vom jüngsten Oligozän bis ins Pleistozän fallen. Sie wäre damit jünger als jene des L. di Como, was sich auch in der viel geringeren Tiefe äussert.

Aus den verschiedenen Fakten lässt sich ein Modell für den jüngstoligozänen Mera/Adda-Gletscher entwerfen.

Das Gefälle der Comerseetalung vom Gletscherende bis zum M. Olimpino dürfte – analog demjenigen eines heutigen Alpentales – etwa 15–20‰ betragen haben. Für diese

Strecke ergäbe sich ein Anstieg von 150 bis 200 m, was der Höhenlage des Gletschertores entsprochen hätte. Die Ausräumung des Seebeckens bis auf die heutige Tiefe von –660 m (FINCKH 1977) erfolgte längs tektonischer Störungen durch vom Felsgrund ausbrechendes, vorab pleistozänes Eis.

Für die Gletscheroberfläche bis zur heute 40 km weiter nordöstlich gelegenen Konfluenzstelle von Mera- und Adda-Gletscher bei S. Agata ENE von Cólico ergäbe sich – unter der Annahme eines vergleichbaren Gefälles – ein weiterer Anstieg von rund 700 m. Hiezu käme noch ein Zuschlag von je 100 m für den Frontabfall und für die Krustenverkürzung, so dass sich eine Höhenlage von mindestens 1100 bis 1200 m ergäbe. Für die 20 km bis zur nächsten Konfluenz bei Chiavenna bzw. bei Másino würde bei einem etwas grösseren Gefälle von 20 bis 30‰ eine Eisoberfläche von 1600 bis 1800 m resultieren. Auch hiezu käme für den Piano di Chiavenna noch ein allfälliger Zuschlag für eine Krustenverkürzung hinzu. Seither kaum stark überprägte Talrandrelikte finden sich um Livo und Chiavenna.

Im Bergell und in der Val Másino dürfte das Gefälle bis zur Vereinigung der nächsten Eisarme auf 50‰, dann bis auf 80‰ angestiegen sein, so dass sich bis Casaccia ein weiterer Anstieg auf mindestens 3000 m, wahrscheinlich gar auf 3100–3200 m, ergäbe (S. 124). Die Schneegrenze dürfte damals auf maximal 3000 m gelegen haben.

Schliesslich ist Mera/Adda-Eis aus der Comerseetalung von Menaggio über die heute 170 m hohe Schwelle von Grándola in die Talung von Porlezza–Lugano, wohl bis etwas über Lugano hinaus, vorgestossen (S. 117). Dabei flossen Schmelzwässer nicht nur durch die Talungen von Capolago und von Porto Ceresio, sondern offenbar auch gegen Südwesten, über Ponte Tresa–Val Marchirolo–V. Cuvia, ins Gebiet zwischen dem Lago di Monate und dem Südende des L. Maggiore (S. 117).

Zur Talgeschichte des Veltlins

Die Anlage des Veltlins reicht mit dem von Unterperm-Sedimenten gefüllten Trog bis ins jüngere Karbon zurück. Neben der Jorio–Tonale-Linie ist mit der Musso-Linie eine weitere West–Ost verlaufende Störung für diese Talbildung verantwortlich. Diese Störung verläuft von Musso am westlichen oberen Comersee über Piona–Morbegno gegen Talamona. Im mittleren Veltlin werden beide Störungen im tieferen Talbereich durch Klüfte abgelöst (LARDELLI 1982). Ebenso lassen sich ENE verlaufende Störungen über den Apricapass (1176 m) verfolgen (SCHIAVINATO et al. 1969, 1970).

Neben der geringeren Erosionsresistenz der steilstehenden Quarzphyllite, Édolo-Schiefer, sind auch sie für die Bildung dieses niedrigen Südalpen-Überganges mitverantwortlich. Schon im jüngsten Oligozän muss im Veltlin eine bedeutende Talung existiert haben. An den Längsstörungen, besonders an der Jorio–Tonale-Linie, an welcher der zentralalpine Gebirgsteil kräftig emporgestaucht worden ist, zeichnet sich auch eine geringfügige jüngere Ost–West-Verschiebung ab, was Striemungen in der Schlucht südöstlich von Livo über dem westlichen Comersee belegen (FUMASOLI 1974).

Die seit dem jüngsten Oligozän erfolgte Eintiefung reicht mindestens von der Höhe der Felsvorbauten, vom Culmine di Dázio (916 m), von Triángia (800 m) und von Teglio (876 m), bis auf die heutige Felssohle, die um Morbegno und Sondrio um 100 m ü. M. liegt (PETRUCCI et al. 1979, 1982). Zudem sind diese Vorbauten am Ausgang der nördlichen Seitentäler, der Val Másino, der V. Malenco und des Puschlavs, vorab im

Pleistozän von deren Gletschern und vom Adda-Eis noch überprägt worden. Analoge Relikte haben sich jedoch auch noch südlich der Adda erhalten, so am Crap del Mezzodì (1031 m) südlich von Ardenna und bei Sondrio. Auffällige Verflachungen in erosionsarmen Winkeln zwischen Seitental und Veltlin dürften Flächenreste darstellen, die dem Talrand bei der Mündung der V. Másino im jüngsten Oligozän(?) auf rund 1000 m nahekommen; sie lassen jedoch die Felssohle noch um 100–200 m tiefer annehmen. Bei den Austritten der V. Malenco und des Puschlavs sowie im Bereich des Apricapasses ist daher für die Lage des Talrandes mit Höhen von rund 1200 m zu rechnen, so dass das Veltlin damals noch fast ebensohlig über den Pass in die oberste Val di Córteno, einen rechtsseitigen Quellast des Oglio, geführt hätte.

Seit dem Abschmelzen des jüngstoligozänen Eises lag das Veltlin vom älteren bis ins jüngste Miozän, über rund 16 Ma, dann über den grössten Teil des Pliozäns, über weitere 3 Ma, sowie in den Warmzeiten des Pleistozäns, nochmals über 1 Ma, also insgesamt über fast 20 Ma, unter einer schützenden Vegetationsdecke, so dass die ziemlich erosionsresistenten Gesteine nur langsam und vorab in den Kaltzeiten – dann allerdings mit rund zehnfacher Intensität – ausgeräumt worden sind. Darnach ergäbe sich in diesen eine Eintiefung von 0,2 mm/a, in den Warmzeiten dagegen nur eine solche von 0,02 mm/a. Für die 55 km lange Strecke von der Abzweigung des Apricapasses bei Tresenda bis zum Comersee beträgt heute der Höhenunterschied 180 m. Dabei entfallen auf die beiden Schuttfächer-Staustellen von Chiuro–Ponte und von Talamona 50 bzw. 30 m, so dass für die 50 km ungestaute Flußstrecke ein Gefälle von 2‰ verbleibt.

Ganz anders liegen Gefälle und Erosionsleistung in den Seitentälern. Von den heutigen Hochgebieten bis zur Mündung der V. Másino beträgt das Gefälle rund 3000 m auf 19 km, also 158‰, so dass Riesenblöcke zutal stürzen (Fig. 4), im jüngsten Oligozän dagegen fast 5000 m auf praktisch dieselbe Horizontaldistanz, also nahezu 250‰.

Die jüngstoligozäne Eisoberfläche dürfte bereits am Ausgang der V. Másino auf 1600–1800 m gelegen haben (S. 120), womit sich dort eine Eismächtigkeit von 800 bis 1000 m ergeben würde. Bis zur Mündung der V. Malenco bei Sondrio dürfte die Eisoberfläche allerdings nicht mehr stark gestiegen sein, da die Gebirge im Einzugsgebiet des Mállero kaum mehr höher hinaufgereicht haben. Bis Tresenda hätte dann die Eisoberfläche ihre Höhenlage wohl beibehalten. Dort hätte das Veltliner Eis von der ebenfalls bis über 5000 m aufragenden Berninagruppe durch das noch weniger tief eingeschnittene Puschlav (S. 123) einen Zuschuss bekommen, der jedoch im Veltlin zurückgestaut worden wäre. Anderseits wandte sich Veltliner Eis über den Apricapass; denn dieser Sattel ist kaum nur durch das zunächst gegen Südwesten abströmende und dann um 150° gegen Osten umdrehende pleistozäne Adda-Eis so stark heruntergeschliffen worden. Dagegen floss *kein* Veltliner Eis gegen Süden, über die Sättel der Alpi Orobie in die Bergamasker Täler, die Val Brembana und die V. Seriana. Die Orobische Kette muss daher bereits Höhen von mindestens 1500 bis 2000 m erreicht haben.

Im frühen Miozän stiegen die Temperaturen generell wieder um mindestens 5 °C, von den tiefsten Werten im jüngsten Oligozän später wohl gar um 8 °C an. Zugleich wurden die Hochgebirge, vorab vom längs Klüften wirkenden Spaltenfrost, weiter abgetragen, während das Eis zurückschmolz und die schuttbeladenen Hochgebirgsgletscher und ihre Schmelzwasserflüsse sich bis zur Bildung einer geschlossenen Vegetationsdecke ebenfalls längs Klüften einzutiefen vermochten. Auch während des weiteren Verlaufs des Miozäns, über rund 12 Ma, erfolgte – infolge der sich nun extrem verrin-

gernden Hebungsrate auf 0,2 mm/a seit 11 Ma (WAGNER et al. 1977) – eine sich aufsummierende Eintiefung. Doch dürfte die Erosionsleistung im Haupttal durch seitliche Schuttfächer, die Seen hinterstauten, und durch eine ans Relief angepasste Vegetationsdecke – im Tal und an den tieferen Gehängen mit warmgemässigten Laubmischwäldern, in den mittleren und höheren Lagen mit Mischwäldern mit immer stärker vorherrschenden Nadelhölzern – wohl stark gedämpft worden sein.

Im jüngsten Miozän, einer nächsten markanten Kühlzeit (BERGER et al. 1981; WISE jr. 1981), vermochten die bislang auf die Hochgebirge beschränkten Eismassen wohl erneut durch die Seitentäler ins Veltlin vorzustossen und in der kühlsten Phase sich wohl zu einem Adda-Gletscher zu vereinigen. Dieser staute wiederum die von Norden zuströmenden Zuschüsse aus dem Puschlav, der Val Malenco und der V. Másino hinter den Felsvorbauten zurück, so dass die Seitengletscher erst weiter veltlinabwärts, unterhalb von Teglio, von Triángia und von Dázio, sich mit dem Adda-Gletscher vereinigen konnten. Dagegen dürfte in dieser Kühlzeit kaum mehr Adda-Eis über den Apricapass in die V. di Córteno gegen die V. Camónica übergeflossen sein.

Bei der Annahme einer Erosionsleistung von den jüngstoligozänen Höhen, von 5000 m zur Talsohle um 800 m, ergäbe sich bis hinunter zu den heutigen Höhen der Bergeller Gipfel von 3300 m bis ins Veltlin auf 300 m eine Rate von 0,02 bis 0,06 mm/a in den Warmzeiten und von 0,2 bis 0,6 mm/a in den Kaltzeiten; dabei ist die spätere Hebung noch nicht eingerechnet. Betrachtet man jedoch den Abtrag von rund 10 km in

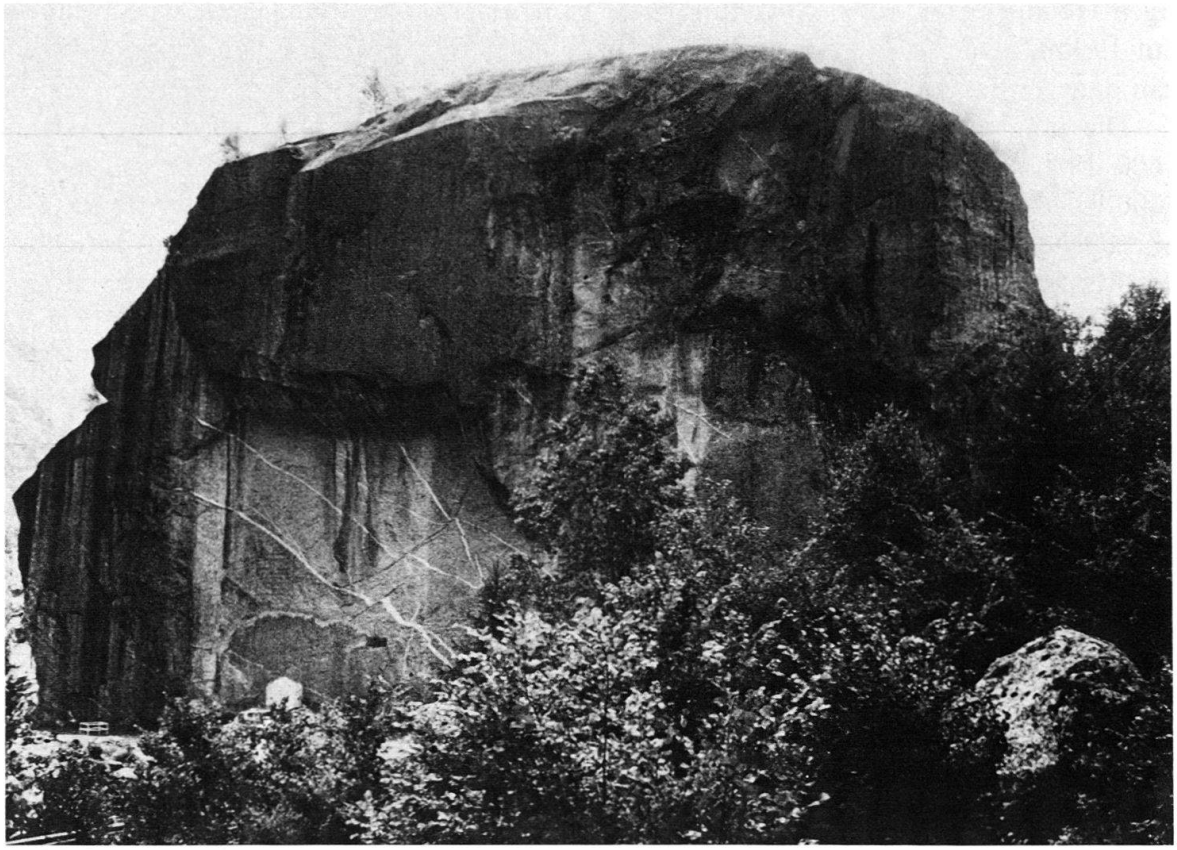


Fig. 4. Der rund 20000 m^3 grosse Sasso Remenno, ein durch Spaltenfrost niedergebrochener Granodiorit-Sturzblock in der Val Másino zwischen S. Martino und Filorera.

den letzten 24 Ma, so ergibt sich ein Mittelwert von 0,4 mm/a. Aus Apatit-Spaltspurdaten (WAGNER et al. 1979), kombiniert mit K-Ar- und Rb-Sr-Daten, resultiert für die Zeit von 26 bis 16 Ma ein Abtrag von 0,7 mm/a, der sich in den letzten 11 Ma auf 0,18 mm/a verringert hat.

Die Talung Puschlav–Berninapass–Val Bernina–Engadin

Im *Puschlav* haben sich von Campocologno über Brusio bis über Poschiavo auf beiden Talflanken bedeutende Sackungen ereignet (GODENZI 1957). Zugleich lassen sich zahlreiche talparallele Klüfte beobachten. Diese sind in hohem Masse verantwortlich für die bedeutende Eintiefung dieses Tales (S. 121). Selbst die Motta da Barbalera (1738 m) im eismechanisch geschützten Winkel zwischen Poschiavino und Cavagliasch, dem Abfluss des Palü-Gletschers, ist längs einer Störung noch etwas talwärts bewegt worden. Später wurde dieser Felsbuckel im Strömungsschatten der beiden Eisströme jedoch nicht mehr stark niedergeschliffen. Die Felssohle im Bereich der Talgabelung oberhalb von Poschiavo dürfte im jüngsten Oligozän kaum unter 1600 m gelegen haben.

Zwischen der Val Cavagliasch und der V. da Pila bilden der Pru dal Vent nördlich der Alp Grüm und das Rundhöcker-Gebiet südöstlich des Lago Bianco weder vom Palü- noch vom Cambrena-Eis stärker ausgeräumte Bereiche (STAUB 1946).

Im oberen Puschlav ist die nordwestlich der markanten Aufschiebung des mittelostalpinen Campo-Kristallins gelegene Hochfläche von Aurafreida–Plan–Munt da S. Franzesch (2100–2180 m) vom später vorgestossenen Eis wohl modelliert, aber dabei ebenfalls kaum bedeutend abgetragen worden, so dass die Felsoberfläche im Mündungsbereich von Val da Camp und V. Laguné selbst im jüngsten Oligozän nicht unter 1800 m und kaum über 2000 m gelegen haben dürfte.

Nordöstlich des *Berninapasses* (2328 m) bekundet das bis gegen 2600 m aufragende Rundhöcker-Gebiet der Motta Bianca ein zwischen Piz Lagalb und P. Campasc weder von der Klüftung noch von der späteren Eisausräumung angegriffenes Areal. Dieses scheint daher der präglazialen, im östlichen Berninagebiet wohl der jüngstmiozänen Landoberfläche bereits nahezukommen. Die Eis-Erosion belief sich damit im Bereich des Berninapasses um rund 200 m, in der Wanne des Lago Bianco gegen 300 m, so dass die Pass-Talung damals um 2500 m gelegen haben dürfte. Im jüngsten Oligozän dürfte sie zweifellos noch etwas höher gelegen haben; doch ist die Ausräumung dieser Hochfläche im Laufe des Miozäns, während dessen sie von Nadelwäldern bestockt gewesen sein dürfte, ohne Zweifel recht bescheiden gewesen.

Während der Ausräumung erfolgte Hebungen müssen – wie in allen geomorphogenetischen Überlegungen – miteingeschlossen bleiben, so dass der gesamte Abtrag und die Ausräumung noch um diesen Betrag grösser gewesen wären.

In der *Val Bernina* zeichnen sich kaum stärker niedergeschliffene Relikte im Gebiet der Diavolezza, in den Muots Ravulaunas und den Collinas nördlich des Munt Pers, um gut 2600 m, und um Pontresina auf dem Muot d'Mez, den Tschimas da Muottas und auf den Plazzers ab. Die Talstufen in der V. Bernina, bei den Austritten von Cambrena- und Arlas-Gletscher, besonders aber beim Morteratsch- und Roseg-Gletscher, betragen insgesamt 400 m. Sie stellen wohl ein Mass für die glazigene Ausräumung dar.

Das Engadin im jüngsten Oligozän

Wenn schon die Talsohle des Veltlins um Tirano im jüngsten Oligozän rund 700 m höher lag als heute, so ist auch für das Oberengadin mit einem deutlich höheren Talboden zu rechnen. Dieses alpine Längstal ist in der Folge, ebenfalls längs einer bedeutenden Störung, der linkshändigen Engadiner Linie (TRÜMPY 1977, 1980), eingetieft und später vom jüngstmiozänen, vom pliozänen und vor allem vom pleistozänen Inn-Eis sowie von warmzeitlichen miozänen, pliozänen und interglazial-pleistozänen Schuttbarren durchbrechenden Schmelzwässern weiter ausgeräumt worden.

Aufgrund der glazigenen Eintiefung in der Val Bernina (S. 123) ist für das Oberengadin im jüngsten Oligozän eine Sohlenhöhe von 2000 bis 2300 m zu veranschlagen. Damit käme die Eisoberfläche mit 2700–3200 m (S. 120) bereits in die Nähe der damaligen klimatischen Schneegrenze, war doch das Engadin im jüngsten Oligozän noch kein inneralpines Trockental. Mit ihren bis über 5000 m aufragenden Gipfeln lagen die Bergeller Berge und die Berninagruppe noch voll im Bereich des Westwindeinflusses. Zudem vermochten damals die Gebirge Mittelbündens kaum allzu viel Niederschlag abzufangen; die linksrheinische Kette Nordbündens ist erst im Pliozän und die helvetischen Kalkalpen sind frühestens im jüngeren Miozän zum Hochgebirge hochgestaut worden.

Mit einer Mächtigkeit von 700–900 m im obersten Oberengadin wäre schon der jüngstoligozäne Inn-Gletscher engadinabwärts mindestens bis ins Becken von Zernez vorgestossen. Dort erfährt die Talachse einen Knick nach Norden, während sich die Engadiner Linie in angestammter Richtung über die Fuorcla Stragliavita ins Unterengadin fortsetzt.

Nachdem RUDOLPH (1982) und OBERHAUSER (1983) im Flysch des NW-Randes des *Unterengadiner Fensters* paleozän–untereozäne Globorotalien, Nummuliten und Discocyclinen aufgefunden haben, ist das schon von PAULCKE (1910) postulierte alttertiäre Alter bestätigt. Nach der Ablagerung erfolgten Hochstau, Überfahrung durch ostalpine Decken, Aufbruch des Fensters und Talbildung. Im Unterinntal liegen über basalen Konglomeraten Sandsteine mit Mollusken- und Nummulitenfaunen des tieferen Obereozäns mit fluvial-limnischen Einschaltungen. Mit erneuter Ingression folgen die unter- bis mitteloligozänen Häringer Schichten: klastische Sedimente, marine Tone und pflanzenführende Ablagerungen mit Kohlen (v. ETTINGSHAUSEN 1853; SCHNABEL & DRAXLER 1976), über die das Meer abermals vorgedrungen ist. Mit den oberoligozänen Angerberg-Schichten setzt darüber im SW eine Schüttung mit Geröllen aus den Kalkalpen, der Grauwackenzone und dem Ötztaler (?) Altkristallin ein, die mit Sandsteinen, Mergeln und Kohle wechsellagert und gegen oben gröber und intensiver wird. Im Unterengadin mögen sich im jüngeren Oligozän zunächst Sarsura und Susasca die westlichsten Quelläste des Unterengadiner Inns gebildet haben. Im jüngsten Oligozän bot sich mit dem bis ins Becken von Zernez vorgestossenen Oberengadiner Eis und dessen Schmelzwässern ein Durchbruch zwischen Grialetsch- und Nuna-Kristallin der Silvretta-Decke an und damit zugleich eine erste kräftige Ausräumung im zuvor tektonisch aufgebrochenen Unterengadiner Fenster. Damit hätte die Entwässerung aus dem Becken von Zernez den Weg in den Raum von Susch, zur Sarsura und zur Susasca, und so – wiederum längs vorgezeichneten, SE–NW verlaufenden Störungen – den Anschluss an den Unterengadiner Inn gefunden.

Aus dem Unterengadiner Fenster dürfte der Inn zunächst bei Prutz über die heute 600 m über der Talsohle gelegene Piller Höhe durch das unterste Pitztal wieder ins Inntal geflossen sein, wobei er aus dem Paznaun und dem Stanzertal Trisanna und Rosanna aufnahm. Im jüngsten Oligozän wären dann – zusammen mit dem aus dem Kauner Tal, ebenfalls im Grenzbereich zwischen Silvretta- und Ötz-Kristallin vorgestossenen Gepatsch-Gletscher – der Fensterrahmen sowie die nördlich anschliessenden Landecker Quarzphyllite zwischen Samnauner Alpen und Venetberg durchbrochen und von Schmelzwässern längs Klüften ausgeräumt worden.

Im *Grenzbereich Bergell–Oberengadin* floss Maira-Eis aus dem Duan-Gebiet nicht nur zum Inn-Gletscher, sondern über sanfte Sättel auch nach Norden über. Aufgrund der heutigen Höhenlagen und der flachen Passbereiche boten sich vorab die Depressionszone des Septimer (2310 m) sowie von Julier (2284 m) und Albula (2312 m) an. Zudem floss später, nach der Ausräumung des Kessels von Casaccia, nur noch in den pleistozänen Hochglazialen Eis über den Septimer, über Julier und Albula dagegen noch bis tief ins Spätwürm. Damit dürfte der Septimer – vorab im Pleistozän – keine allzu grosse Höheneinbusse mehr (kaum über 200 m) erfahren haben. Das über diesen Pass nach Norden übergeflossene Maira-Eis stiess durch das Oberhalbstein, mindestens bis ins Becken von Savognin–Cunter, zeitweise wohl bis über Tiefencastel, vor. Auch in Mittelbünden lag wohl in der damals noch weniger eng gestauchten Landwassermulde Eis, da auch das Ducan–Grialetsch-Gebiet damals um mindestens 1000 m höher hinaufragte. Über Tiefencastel dürfte die Landoberfläche im jüngeren Oligozän noch auf 1600–1800 m gelegen haben. Im jüngsten Oligozän wäre bereits ein Zungenbecken ausgekolkt worden, so dass die Entwässerung der Albula und der Julia nicht mehr über die Lenzerheide, sondern durch den Schin erfolgte. Die Anlage dieser Talung wäre dann auf eine seitliche Schmelzwasserrinne zurückzuführen. Ob dabei der pleistozän überschüttete Sattel von Obermutten, den STAUB (1934) als eine alte Talung gedeutet hat, ein Erbe dieses jüngstoligozänen Beckenrandes darstellt?

Damit fänden auch die Abtrennung der linksseitigen Toissa-Klippe von der ostalpinen Ela-Decke sowie das Auftreten von Flysch-Riesenblöcken in der innersten Molasseschuppe des Pfingstbodens westlich des Säntis (HABICHT 1945), die RENZ (1937) noch als glazigen deuten möchte, eine sinnvollere Erklärung. Diese Blöcke wären, wie auch der aus einem viel näheren präalpinen Einzugsgebiet stammende Vitznauer Block (SPECK 1953), kaum allzu weit vom Eis transportiert, dann auf dem weiteren Weg über 70–75 km und über rund 1300 m Höhendifferenz, also bei einem mittleren Gefälle von 17,3 bis 18,6‰, wohl ebenfalls durch katastrophale Ausbrüche von alpinen Stauseen bis an die Schuttfächerwurzel, bis ans damalige Austrittstor einer Ur-Reuss bzw. des Ur-Rheins verfrachtet worden. Auf diesem, gegenüber dem südalpinen bedeutend längeren Transportweg hätte sich ihre Rundung ausgebildet sowie eine Sortierung eingestellt.

Die Furche im untersten Oberhalbstein ist wohl später durch Bergstürze wieder verriegelt und zur Zeit der Schüttung des «Appenzeller Granits» (BÜRGISSER 1980, 1981) in der mittelmiozänen Oberen Süsswassermolasse erneut ausgeräumt worden (HANTKE 1979a, b).

Im jüngsten Miozän, im mittleren Pliozän und vor allem im Pleistozän ist der Sattel der Lenzerheide noch um maximal 200 m niedergeschliffen und im Spätwürm von Bergsturz-Trümmergut wieder um 50 m aufgeschüttet worden.

Das Bergeller Massiv und die Eintiefung seiner Täler

Im mittleren Oligozän drang der Bergeller Pluton in einen mindestens in seinen tieferen Teilen bereits weitgehend fertigen Deckenbau ein (GYR 1967). U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkon, Monazit, Titanit, Orthit und Apatit an Proben von Novate-Granit, Tonalit aus der Val Másino und Granodiorit vom Albigna-Staudamm und aus der Val Másino sowie Granodiorit-Geröllen von Pedrinate ergaben alle ein Alter von 30 Ma (GULSON & KROGH 1973). Daraus resultieren wichtige Aussagen:

— Tonalit von der V. Másino, Granodiorit und Novate-Granit sind ungefähr gleich alt;
— die Granodiorit-Gerölle von Pedrinate gehören zur Bergeller Intrusion;
— die Kristallisation des Bergeller Plutons ist mit 30 Ma jünger als die Lepontin-Metamorphose (35–38 Ma), fällt also in die Zeit der regionalen Abkühlung und Hebung.

Die schnelle Hebung des Gebietes zwischen Muretto-, Engadin–Bergeller-, Mezzola- und Jorio–Tonale-Linie ist wohl für das Aufschmelzen des Bergeller Plutons verantwortlich. Sie muss in diesem Massiv auch zu höheren Bergen geführt haben, vor allem während und kurz nach der Granodiorit-Intrusion vor 30 Ma, Apatit-Spaltspuralter deuten auf schnelle Abkühlung und bedeutenden Abtrag (WAGNER et al. 1977, 1979). Hebung und Abkühlung setzen im Nordosten des Bergeller Plutons früher ein als im Südwesten: Der Granodiorit vom Albigna-Staudamm wird schon vor 26 Ma auf 300 °C abgekühlt, der Novate-Granit erst vor 18 Ma, die Gneisregion am Ausgang der V. Másino vor 24 Ma.

Mit der Hebung dürfte nun die paläobotanisch belegte Abkühlung bis zur jüngstoligozänen Klimadepression (S. 115) einhergehen, so dass die immer stärker werdende Hochgebirgsvergletscherung zu einem immer umfangreicheren Vorstoss der Eiszungen von den Hochlagen in die Täler des Bergells, in die V. Másino und in die V. Malenco, dann in den Piano di Chiavenna und ins Veltlin und schliesslich bis tief in die Comerseetalung führte (S. 115).

Da sich der Schmelzvorgang auf das Gebiet mit der schnellen Hebung zwischen den tektonischen Hauptstörungen beschränkt, kann das Bergeller Hochgebiet kaum weiter gegen Norden und Westen gereicht haben. Das Zurückwittern der Nordwände längs der Bergeller Störung hat im oberen Bergell kaum 1 km überschritten. Selbst bei der von Klüften durchsetzten, auf beweglichen Unterkreide-Mergeln aufliegenden Kieselkalk-Abfolge der südlichsten helvetischen Druesberg-Decke betrug dieses seit dem mittleren Pliozän maximal 1 km (HANTKE 1982c).

Aus dem mit rund 15° gegen Osten eintauchenden Bergeller Pluton würden sich für den Nordteil Höhen zwischen 5000 und 6000 m ergeben. Auch REUSSER (1980) verweist die Comasker Granodiorit-Gerölle aufgrund ihrer höheren U- und Th-Gehalte in den Norden des Bergeller Plutons, in Höhen von mindestens 4000 m (S. 111).

An der Überdeckung des Bergeller Plutons dürften neben den höchsten, von der Intrusion noch erfassten auch noch höhere penninische Einheiten beteiligt gewesen sein, die bei dessen letztem Hochstau nach Norden abfuhren, etwa Sedimente der Suretta-Decke, die Bündnerschiefer des Avers und Teile der Platta-Decke. Mindestens im Osten können darüber gar noch Reste der unterostalpinen Bernina-Decke gelegen haben, die dem Abtrag anheimgefallen wären und deren Gerölle sich in der Comasker

Molasse finden (S. 112). Dass die ostalpinen Decken einst weiter gegen Westen gereicht haben, wird neben ostalpinen Trias-Gesteinen der Toissa-Klippe auch durch die Iberger Klippen belegt, von denen sich das westlichste Vorkommen, der Hudelschijen südöstlich der Ibergeregg (TRÜMPY in HANTKE & TRÜMPY 1964), in der NNW-Fortsetzung der Westbegrenzung des Bergeller Massivs erhalten hat.

Gesteinsschutt der Err–Bernina-Decke wäre im jüngsten Oligozän sodann auch nach Norden verfrachtet worden, zunächst mit Eis, einerseits über den Septimer, anderseits wohl direkt aus oligo-miozänen Karen der Bernina über Fuorcla Surlej–Julier durch die bereits bestehende Talung des Oberhalbsteins. Längs des damaligen Ostalpen-Westrandes wäre dann dieser Schutt über 60 km bis in die Fächer der Nordostschweiz und gegen Westen aus heute abgetragenen Liefergebieten in jenen des Hohronen südlich des Zürichsees verfrachtet worden. Dort weisen Geröllspektren mit mittleren bis feinen Komponenten einen hohen Anteil an Bernina-Gesteinen auf (KLEIBER 1937; SCHLANKE 1974). Damit müsste die Engadiner Linie nicht erst darnach angelegt (STAUB 1952), kann aber später noch reaktiviert worden sein.

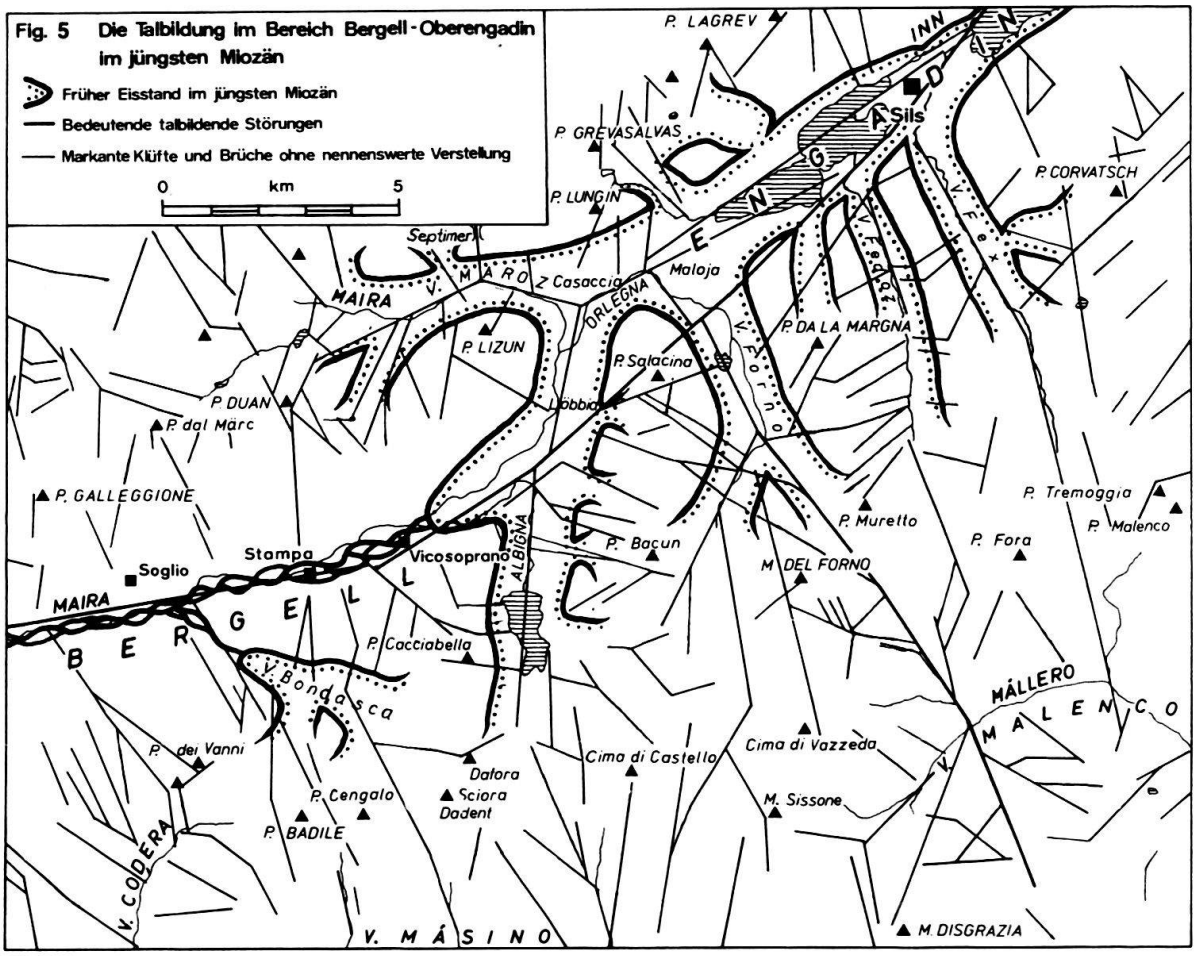
Sodann muss entlang der Jorio–Tonale-Linie der Nordteil gegenüber dem Südteil bedeutend gehoben worden sein. Dies hat auf der Alpensüdseite zu einer kräftigen Versteilung des Reliefs geführt, was sich in der Po-Senke von Piemont bis in die Padanische Ebene in gewaltigen Sedimentschüttungen widerspiegelt (PERCONIG 1956; PIERI & GROPPI 1981).

Auch im eben emporgehobenen Bergeller Massiv wurde längs schon beim letzten Aufstieg angelegter Täler – Val Bondasca, V. Codera, V. dei Ratti und besonders V. Másino und V. Malenco – mächtig ausgeräumt. Dies geschah wohl schon damals vorab durch Felsstürze, bei denen sich durch Spaltenfrost längs Klüften gewaltige Blöcke gelöst haben mögen, was sich noch heute vollzieht und in der V. Másino durch den rund 20000 m^3 grossen Sasso Remenno belegt wird (Fig. 4).

Im Miozän ergeben sich, besonders gegen Westen, geringere Hebungsraten, so dass diese mit dem Abtrag nicht mehr Schritt zu halten vermochten und das Hochgebirge langsam abgebaut wurde.

Nachdem das Eis im Miozän zunächst rasch wieder bis tief in die Alpentäler zurückgeschmolzen war, verharrte es dort über 10 Ma auf über 3000 m, später, im jüngeren Miozän, um 2000 m, dann noch tiefer, so dass sich in den Hochlagen die Kare weiter entwickeln konnten. Mit dem Zurückwittern der Wände zu immer schärferen und zugleich niedrigeren Graten trug dieser Vorgang auch kräftig zur Erniedrigung der Gipfel bei.

Erst im jüngsten Miozän erfolgte mit dem Abfall des Weltmeeresspiegels wieder eine Gebirgsvergletscherung und damit erneut eine Ausräumung im Norden der Bergeller Linie, längs des ebenfalls strukturell vorgezeichneten Beckens von Löbbia–Casaccia, durch vorstossendes *Albigna-Eis*. Dabei folgte eine Zunge – wie schon zuvor die Schmelzwässer – der Bergeller Störung. Durch diese Übertiefung wurde die Abflussrichtung des Maira-Gletschers aus der Val da la Duana und der V. da Cam durch die V. Maroz zum Malojapass ins Engadin mehr und mehr gegen Süden umgelenkt, so dass – wohl bereits bei den nächsten Eisvorstössen in den Kühlphasen des Pliozäns, sicher aber im Altpleistozän – der Maira-Gletscher nur noch teilweise zum Inn-System abfloss. Mit dem Albigna-Gletscher wandte sich das Maira-Eis immer stärker dem Bergell zu und wurde dadurch dem Adda-System tributär (Fig. 5).



Im Laufe des Pleistozäns floss auch vom *Orlegna-Eis* ein immer grösserer Anteil südlich des Malojariegels in das laufend sich vertiefende Becken von Casaccia. Damit scheint auch im Bereich Bergell–Oberengadin die Ablenkung der Maira nicht durch «rückschreitende» Erosion, sondern – wie im Wutachtal (HANTKE 1983) – durch längs tektonischer Störungen vorgestossenes Eis mit hoher Erosionsleistung und durch bereits präquartäres Niederschleifen alter Talwasserscheiden vor sich gegangen zu sein.

Die *Val da Cam,* ein durch Klüfte bedingtes, gegen die V. Maroz entwässerndes Hochtal, dürfte – wie der höchste Bereich der V. da la Duana – zunächst noch von einer Karwand umgeben gewesen sein. Diese wäre in der Folge sowohl von Norden als auch von Süden her mehr und mehr durchbrochen worden. Dabei wären die südlichen Teile des Karbodens – wie auf dem Pass da la Duana – als Sackungs- und Sturzmassen gegen das Bergell niedergefahren. Später, sicher während den jüngeren pleistozänen Kaltzeiten, floss Maira-Eis von Maroz Dent direkt gegen Süden, durch die V. da Cam ins mittlere Bergell, und schliff dabei die letzten Reste der alten Karwand zwischen Piz Duan und P. Cam zu einem flachen Sattel nieder. Dabei wurden auch Sackungsmassen vom Eis überfahren, was aufliegende Erratiker belegen (STAUB 1921; HANTKE 1983).

Die Talung des Liro vom Splügenpass über Chiavenna zum Comersee

Während sich die Furche des Splügenpasses gegen Süden zum Lago di Monte Spluga in die Trias der Tambo-Decke eingetieft hat, verläuft der Hauptquellast des

Liro, die Val Loga, vom Pizzo Tambo zum Stausee in einer West–Ost verlaufenden Störungszone im Tambo-Kristallin. Unterhalb des Sees folgt die enge V. del Cardinello wiederum streng vorgezeichneten Kluftsystemen. Auch die nahezu Nord–Süd angelegte *Val S. Giacomo* zeichnet ein markantes Kluft- und Bruchsystem nach, bei dem die Westseite – antithetisch gegen Süden sich verstärkend – tiefer gesetzt ist.

Nach der Mündung des Liro in die aus dem Bergell austretende Maira/Mera folgt die richtungsmässige Fortsetzung der Val S. Giacomo südlich von Chiavenna, die Talung des *Piano di Chiavenna* von Gordona bis zur Mündung des Veltlins, der aus dem Misox über den Passo della Forcola herüberführenden Deckentrennung zwischen Adula- und Tambo-Kristallin, der Liro–Mezzola-Störung.

Beim Vorstoss des jüngstoligozänen Maira/Mera-Gletschers bis Chiavenna dürfte dieser zunächst in der untersten Val S. Giacomo einen Eisrandsee aufgestaut haben, dessen Ausbrüche aufgrund des Geröllinhaltes am Monte Olimpino wohl die höhere Chiasso- und untere Como-Serie geschüttet haben. Beim weiteren Vorstoss des Mera-Gletschers drang dieser immer tiefer in die Val S. Giacomo ein. Wenn damals um Chiavenna mit einer Eishöhe von 1600–1800 m (S.120) und einer Felssohle um 800–1000 m zu rechnen ist, dann hat zweifellos auch der Bereich Pizzo Galleggione–P. Stella–P. Timun–Surettahorn noch in grössere Höhen, bis kräftig in die Firnregion, hinaufgereicht. Reste einer alten, später nur wenig überprägten Landoberfläche zeichnen sich auf Andossi sowie auf dem Piano dei Cavalli um 1900–2100 m ab. Dabei dürfte sich auch in der sich vertiefenden Val S. Giacomo ein immer weiter vorstossender Gletscher gebildet haben, der schliesslich gar den eingedrungenen Mera-Lappen erreicht hätte. Beim weiteren Anwachsen der Eismassen wäre der Liro-Gletscher immer stärker zurückgestaut worden, so dass er zuletzt nur ganz auf der Westseite münden konnte. Geschiebe aus der Val S. Giacomo wären dann nur auf der rechten Seite des Mera- und später des Mera/Adda-Gletschers durch die Talung von Porlezza in die Luganer Gegend gelangt und durch die dort ausbrechenden Schmelzwässer über Ponte Tresa–Val Cuvia in die westlichste Molasse zwischen Lago di Monate und L. Maggiore weiter verfrachtet worden. Dies würde auch verständlich erscheinen lassen, weshalb bisher in der Molasse des M. Olimpino keine Phengit-Gneise festgestellt worden sind, während solche in der pleistozänen Mera/Adda-Moräne in der unteren Valle di Muggio auftreten.

Die Talbildung in den Bergamasker Alpen

In den vorab aus präjurassischen Gesteinen aufgebauten Bergamasker Alpen verlaufen viele Täler und Pässe längs Scher- und Überschiebungsflächen, oder sie folgen aufgebrochenen Faltenstrukturen. Nur an ihrem Südrand haben sich in Falten gelegte marine Jura-, Unter- und vor allem Oberkreide-Ablagerungen erhalten (DE SITTER & DE SITTER 1949). Tertiäre Sedimente fehlen wiederum; offenbar war das Gebiet – wie jenes am Comersee – durch eine frühe Stauchung bereits wieder Festland geworden.

Im Gegensatz zu den Mündungen des Adda- (S. 112ff.) und des Oglio-Systems (S. 130) fehlen Molasseablagerungen an den Ausgängen der Val Brembana und der V. Seriana, obwohl auch diese Täler im jüngsten Oligozän zweifellos schon existiert haben. Die Alpi Orobie waren damals jedoch weder zu ihren heutigen Höhen hochgestaut noch verfirnt. Infolge nahezu vollständiger Bewaldung der Täler und noch deutlich weniger akzentuierten Reliefs waren die Auswirkungen der Erosion viel geringer. Die

Schüttung des abgetragenen Gesteinsgutes erfolgte wohl direkt ins lombardische Meer.

Bei Almenno nordwestlich von Bergamo liegt heute marines Pliozän an der Mündung der *V. Brembana*. Weiter nördlich fällt der Talquerschnitt vom Monte Albenza (1424 m) zur Mündung der V. Imagna auf 250 m ab und steigt auf der Ostseite wieder zum Canto Alto auf 1146 m an. Im Pliozän verlief damit das Tal bereits mehr oder weniger konform dem heutigen. Der M. Albenza reichte schon damals auf knapp 1200 m, der Canto Alto auf 900 m. Diese Höhen waren noch um die spätere Hebung des Südalpenrandes geringer; bereits am Ausgang mündete der Brembo ins Meer.

Der letzte Hochstau der Alpi Orobie zu den heute im Pizzo di Coca bis 3050 m aufragenden Höhen setzte erst im Pleistozän ein. Vom rund 5° betragenden Südfallen des marinen Pliozäns bei Almenno entfällt neben dem primären Gefälle und einer gewissen Subsidenz ein Anteil auch auf die pleistozäne Hebung. Da jedoch die Sohle der V. Brembana von Sedrina am Talausgang bis Lenna (463 m) über 20 km nur um 240 m ansteigt, dürfte die Hebung am Alpenrand mit maximal 50 m noch gering gewesen sein. Erst gegen den Hauptkamm hin erreicht sie höhere Werte. Von Lenna steigt der westliche Ast des Brembo über Olmo nach Averara über eine Distanz von 6 km um 170 m an, der östliche, zunächst im Streichen verlaufende Ast nach Branzi über 11 km um 380 m. Erst dann erfolgt der Anstieg zum Hauptkamm, durch die Valle Mora über weitere 6,5 km zum Passo di S. Marco (1985 m) und durch die V. di Fóppolo zum M. Cadelle (2483 m).

Analog verläuft das Längsprofil in der *V. Seriana*. Bis Ponte di Selva südwestlich von Clusone steigt die Sohle von Alzano (281 m) über 19,5 km um 195 m an, dann bis Bondione über 22 km um 400 m. Westlich von Bondione bis zum Pizzo di Redorta (3038 m) vollzieht sich über 3,5 km ein Anstieg um fast 2200 m. Am Monte Parà und südlich des P. della Presolana zeichnet sich ein Hochstau von rund 1000 m ab. Zu ähnlichen Resultaten gelangte auch ZAMBELLI (1981).

Für die mittleren Gefällsbereiche dürften sich die Hebungsbeträge – allerdings über einen gegenüber jenen im vorderen dreimal kürzeren Abschnitt – zwischen 50 und 100 m bewegen; für das hinterste, abermals nur noch halb so lange Stück dagegen betragen sie bereits über 100 m. Der Hochstau hat spätestens im jüngsten Miozän eingesetzt, so dass die Alpi Orobie im jüngsten Oligozän noch deutlich niedriger waren, nur Höhen zwischen 1500 und gut 2000 m erreicht hatten (S. 121). Die gegen das Hochgebirge, Bergeller Massiv und Berninagruppe, vorgedrungenen feuchten Südwestwinde wurden daher von der Orobischen Kette noch weit weniger abgeschirmt, so dass sie ihre Schneefracht ungehindert erst dort abladen konnten.

Zur Talgeschichte des Iseosee-Gebietes und der Val Camónica

Eine östlichste Nagelfluhschüttung, ein stark zementiertes Karbonatkonglomerat mit nuss- bis faustgrossen Kalk- und Dolomit- sowie vereinzelten roten und grünen Radiolaritgeröllen des jüngsten Oligozäns (?), des älteren und mittleren Miozäns liegt südlich des Lago d'Iseo. Sie baut dort vorab den *Monte Orfano Bresciano* auf, wo die Geschiebe am Ostende oberhalb des Convento SS. Anunciata westlich von Rovato in $^2/_3$ Höhe des Berges mit bis 40 cm Durchmesser ihr Maximum erreichen. Am Hügel von *S. Anna* westlich von Brescia treten auch ganz vereinzelte Verrucano- und grünliche Gneisgerölle auf. Diese östlichste südalpine Molasseschüttung belegt damit ebenfalls

eine mindestens bis ins Oligozän zurückreichende Talung (Fig. 1). Diese folgt, wie schon STAUB (1934) festgehalten hat, der Camuner Depression. In den pleistozänen Eiszeiten wies sie dem Oglio-Gletscher aus den Nährgebieten des Adamello den Weg. Über die Sättel am Monte Pádrio und über den Apricapass (1176 m) erhielt dieser noch Zuschüsse von Adda-Eis.

Da die oligo-miozänen Nagelfluhschüttungen sich erst am Rande der Reichweite des risszeitlichen Oglio-Gletschers einstellen, was flache Moränenwälle und Rundhökker bei Rovato sowie ganz vereinzelte Erratiker am Ostende der Monte-Orfano-Kette belegen, dürften sie innerhalb des mehrfach gegen Süden vorgestossenen Eises von diesem ausgeräumt, aufgearbeitet und teils als pleistozäne Schotter in der Brescianer Ebene wieder abgelagert worden sein.

Der flächenhafte Abtrag im flacheren Taltrog der *V. Camónica* mit seinen erosionsresistenten Gesteinen ist über weite Bereiche recht bescheiden. Auf den Rundhöckern von tonig-siltigem lombardischem Verrucano haben sich Gletscherschliffe selbst in feinsten Schmelzwasserrinnen erhalten. Die glatten, vom Eis polierten Flächen haben offenbar die Camuner eingeladen, darauf ihre vom Neolithikum bis zu ihrer Ausmerzung in der ausgehenden Eisenzeit reichende Geschichte einzugravieren. Selbst über Partien mit splittrig-rauher Oberfläche beträgt der Abtrag seit der Freigabe durch das Oglio-Eis vor rund 15000 a nur einige Zentimeter bis wenige Dezimeter. Anderseits ist es allerdings auch in der V. Camónica lokal zu bedeutenden Ausräumungen in recht kurzer Zeit gekommen, was mächtige Schuttfächer bekunden. Ebenso sind im Tal umfangreiche Sackungen niedergegangen. Sie belegen den Zerfall ganzer Felsflanken nach dem Zurückschmelzen der Gletscher.

Die Berge des südwestlichen Alpenrandes zwischen Val Séssera und südlichem Lago Maggiore

Ausserhalb der Reichweite von Firn- und Gletschereis – etwa in der unteren Val Séssera, einem westlichen Seitental der V. Sésia (Fig. 1), und im süd- und südostexponierten Hügelland – hat die subaerische Verwitterung eh und je auf die Gesteine eingewirkt, ihr Gefüge tiefgründig gelockert und die löslichen Verwitterungsprodukte verlagert.

In der unteren V. Strona, einem linken Seitenast der V. Séssera, fallen pflanzenführende pliozäne Mergel und marine Pliozän–Pleistozän-Grenzschichten mit 7° gegen Süden ein. Dieses Einfallen ist wiederum nur zum Teil auf primäres submarines Relief und auf Subsidenz zurückzuführen. Ein Teil scheint auf spätere Hebung des Grenzkammes gegen die V. Sésia zurückzugehen. Dies zeichnet sich in einer markanten Versteilung des Reliefs im Bereich der Quelläste ab. Für die 12 km lange V. Strona von Crevacuore hinauf zu den Denti di Valmala (1811 m) dürfte das pleistozäne Herausheben etwa 100–200 m betragen. Zugleich zeigt sich in der vorderen V. Strona seit dem Pliozän eine Eintiefung von 60 m.

Ein analoger pleistozäner Emporstau ist ebenfalls zwischen Sésia und Lago Maggiore, um den Monte Briasco (1185 m) nördlich von Cellio–Breia, sowie zwischen Lago d'Orta und L. Maggiore erfolgt. In diesen ausserhalb der grossen Südalpengletscher gelegenen Gebieten ist der Abtrag recht gering. Vom Passo S. Bernardo (598 m) zum 7 km weiter nördlich gelegenen M. Briasco dürfte die Hebung 100–150 m betragen. Da-

mit hätte sich das pliozäne Relief zwischen dem Pass und den Höhen von Breia–Cellio zwischen 200 und 250 m gehoben. Dies ist wohl Ausdruck der erst seit dem Pliozän verstärkten Hebung im nördlich gelegenen Simplongebiet (WAGNER et al. 1977).

Östlich von Borgosésia sowie nördlich von Crevacuore liegt heute das pliozäne Meeresniveau um 400 m Höhe, was eine zusätzliche En-bloc-Hebung bekundet. Im Bereich der unteren Séssera zeichnet sich südlich von Crevacuore eine ältere Talung der Séssera über den Sattel von Sostegno ins Tal der Rovasenda ab. Diese ergoss sich am Südrand des Hügellandes ins miozäne piemontesische Meer. Das unterste Séssera-Tal ist damit als Unterlauf des Torrente Strona zu deuten.

Die Wasserscheiden zwischen nord- und südalpiner Entwässerung in der Valle d'Ossola und in der V. Vigezzo

Aufgrund paläohydrologischer und -ökologischer Studien in den grossen miozänen Schuttfächern des Hörnlis und des Napfs (BÜRGISSER 1980, 1981; HANTKE 1980, 1982a) lassen sich die Höhenlagen ihrer Spitzen, die Alpentore, zu 400–550 m bestimmen. Da sich die im frühen Miozän einsetzende Napf-Schüttung neben ihrer Goldführung durch ihren Epidotreichtum auszeichnet (MATTER 1964), kann ihr Einzugsgebiet nur im Bereich von Grüngesteinen, vorab in der Antrona-Mulde westlich von Domodossola und in höheren, heute abgetragenen oder abgefahrenen Decken, und die alpine Wasserscheide in der Valle d'Ossola, daher erst südlich von Villadossola, gelegen haben.

Auch die Gerölle der Napfschüttung – von Wiggen, Lutherenbad und Wolhusen – mit ihren extrem hohen Kristallin-Anteilen – verschiedenste Gneise, rote und grüne Granite, Syenite, Diorite, Granodiorite mit Hämatit, Quarzporphyre, Porphyre, Porphyrite, gabbroide und eklogitische Gesteine, Granat-Omphazit-Felse, Variolithe, Prasinite, Ultrabasite, Serpentine – und eher zurücktretendem Sedimentanteil – verrucanoartige Gesteine, Quarzite, Arkosen und Sandsteine sowie metamorphe Karbonatgesteine und Tonschiefer (Bündnerschiefer vom Typ Nufenen), Kalkbrekzien, geflammte Radiolarite und Mocausa-artige Gesteine – deuten auf eine Herkunft aus dem penninischen Raum hin.

Eine Herleitung des die Napf-Schüttung schwermineralogisch charakterisierenden Epidotgehaltes aus dem zentralen und westlichen Aarmassiv fällt ausser Betracht, da dieses erst viel später hochgestaut worden ist; eine solche aus Grüngesteinen der Simmen-Decke wäre theoretisch möglich. Doch dürfte diese Decke – analog ihrem östlichen Äquivalent in der Zentralschweiz, wo sich Gerölle von ihr im Rigi–Rossberg-Fächer abzeichnen – vorab in Fächern weiter im Westen, in den Schüttungen der Honegg und der Blueme, vertreten sein. MAURER et al. (1982) bezeichnen diese als Lütschinen-Schüttung; doch hat selbst die Ur-Lütschine erst im Mio-Pliozän im zentralen Bereich des Aarmassivs ihren Anfang genommen.

Damit hätte die Anza, welche die Ostseite des Monte Rosa entwässert, damals noch den Oberlauf des Toce gebildet, während ihre heutigen Zuflüsse, bis zum Torrente Ovesca aus der V. d'Antrona noch auf weit höherem Niveau nach Norden durch die V. Antigorio, die V. Formazza, über Gries- und Grimselpass, durchs Haslital zum Napf-Schuttfächer abgeflossen sind (Fig. 6). Ob dabei die Grate Testa di Basciumo–Pizzo Castello (1607 m) und Alpe Coriesco–P. Colla Bassa (1709 m), südwestlich bzw. südöstlich von Villadossola, letzte Reste dieses miozänen Wasserscheiden-Bereichs dar-

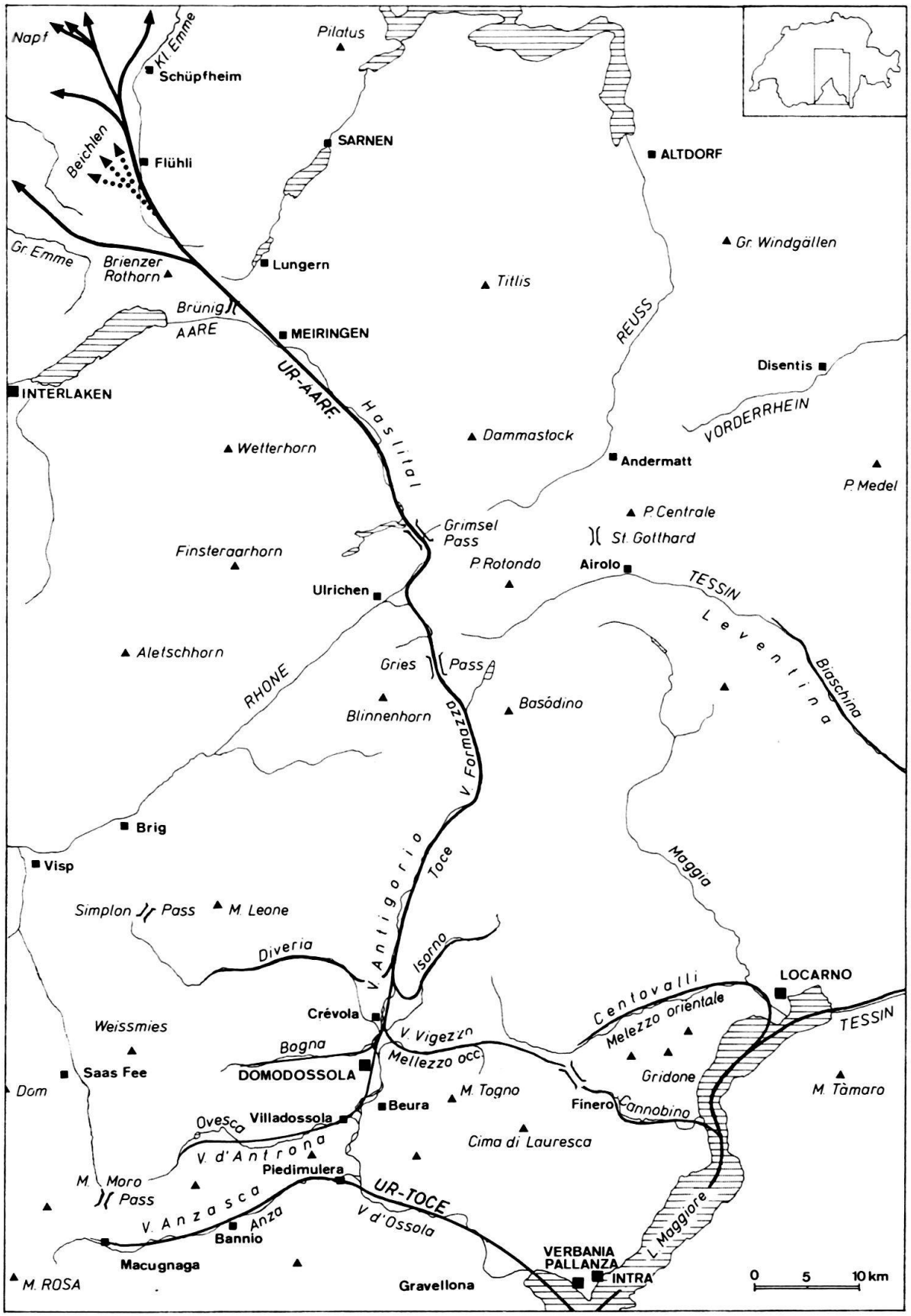


Fig. 6. Modellskizze der zwischen Monte Rosa und Lago Maggiore im jüngeren Mittelmiozän noch südlich von Domodossola gelegenen Wasserscheide zwischen Ur-Toce und Ur-Aare.

stellen, ist recht fraglich. Sie dürften – wie der Grat zwischen der V. d'Antrona und der vorderen V. Anzasca, vom Croce del Cavallo (1904 m) zum P. Castello – im Pleistozän noch überprägt worden sein.

Aufgrund der Gefällsverhältnisse alpiner Gebirgsflüsse lassen sich auch die Gefälle der Ur-Aare vor der Stauchung der penninischen Deckenfront und des Aarmassivs im jüngsten Miozän und im Pliozän einigermassen abschätzen.

Darnach ergäbe sich für Meiringen eine mittelmiozäne Höhenlage von 500–600 m, für den Grimselpass von 750–850 m, für den Griespass von 900–1000 m, für Domodossola bereits 1300–1500 m. Die Wasserscheiden südlich von Beura–Villadossola in der V. d'Ossola, über dem Sattel von Fínero zwischen der V. Vigezzo und der V. Cannobina zum Lago Maggiore und jene von der V. Vigezzo ins Centovalli, das längs der Centovalli-Störung vorab im Pleistozän tiefer gelegt worden ist, dürften damit im mittleren Miozän noch um 1400–1700 m gelegen haben (Fig. 6). Da die Molasseschüttung des Napfs sich bisher ohne paläontologisch feststellbare Hiaten vollzogen hat, dürften sich im Liefergebiet Hebung und Abtrag über die Zeit vom jüngsten Oligozän bis ins jüngere Mittelmiozän nahezu die Waage gehalten haben.

Gegen Piedimulera, die Mündung der V. Anzasca in die V. d'Ossola, dürfte dagegen die nördliche Talflanke – entsprechend dem heutigen Gehänge in der untersten V. Anzasca und der unteren V. d'Ossola – steil abgefallen sein. Leider lassen sich weder aus dem heutigen steilen Nordfallen der Schieferung der Gneise noch aus den Höhen von Graten Rückschlüsse bis zurück ins Miozän erzielen. Die auffälligen Verflachungen in der unteren V. Anzasca mit den Siedlungen Bannio, Anzino, Barzona, Antrogna, Boretta, Castiglione, Gozzi und Cimamulera, die zwischen knapp 700 m und gut 400 m liegen, sind zwar vorab vom pleistozänen Anza-Gletscher niedergeschliffen worden; doch bekunden sie – zusammen mit den Rundhöckern von S. Rocco und von Fomarco am südlichen Talausgang – gleichwohl ein älteres Erbe. Als später vom Eis ebenfalls niedergeschliffener Rest lässt sich auch der um 750 m gelegene Felsvorbau der Alpe Pograsso südöstlich von Castiglione deuten. All diese Relikte von Talrandflächen sind jedoch nach ihrer Anlage mit der jüngstmiozänen, pliozänen und pleistozänen Stauchung der Südalpen vor ihrer pleistozänen Eisüberprägung gehoben worden.

Im Mündungsbereich der V. Anzasca zeichnen sich auf verschiedenen Höhen Rundhöcker-Fluren ab. Da der Felsgrund in der dort heute auf 230 m gelegenen Talsohle der V. d'Ossola noch lange nicht erreicht ist, beträgt die Eintiefung des pleistozänen Toce-Eises mindestens 400 m. Die subglaziären Schmelzwässer des dadurch gestauten Anza-Gletschers tieften sich dabei im Mündungsbereich schluchtartig ein.

Aus der Höhenlage der Pliozän-Ablagerungen zwischen dem Südende des Lago d'Orta, Borgosésia und der unteren V. Séssera beträgt dort die jungpliozän-frühpleistozäne Hebung rund 400 m (S. 132), so dass auch in der V. d'Ossola mindestens mit dieser Grössenordnung zu rechnen ist.

Für die rund 40 km lange Strecke von Piedimulera im Mündungsbereich der V. Anzasca bis zum Südende des Lago d'Orta, dessen Talung damals noch nicht so tief ausgekolkt war, anderseits aber auch den späteren Emporstau der Südalpen noch nicht erlitten hatte, ergäbe sich – bei der Annahme eines Gefälles von 10‰ – eine Höhenlage um 400 m. Heute beträgt das Gefälle des Toce von Piedimulera zum L. Maggiore nur 1,4‰, hinauf nach Crévola nördlich von Domodossola 5,3‰.

In der V. Anzasca dürfte das Gefälle gegenüber dem heutigen von Macugnaga bis Piedimulera von 36‰ – bis auf die Höhe des Schluchtrandes von 32‰ – im Miozän und im Pliozän noch etwas geringer gewesen sein, nur etwa 20–30‰ betragen haben. Damit mag der Ostfuss des Monte Rosa im mittleren Miozän um 900–1200 m gelegen haben.

Aus Spaltspurdaten dieser Region ergibt sich für die Zeit von 12 bis 6 Ma eine Abtragungsgeschwindigkeit von nur 0,20 mm/a; diese wird aber zunehmend grösser, mit einem Mittel von 0,65 mm/a für die letzten 4 Ma, was sich morphologisch in einer Hebung und in der zunehmenden Eintiefung der Anzasca äussert.

Mit der Stauchung der Südalpen nach dem tektonischen Ausscheren der helvetischen Decken aus ihrem Sedimentationsraum vor der Front und vom Rücken des Gotthardmassivs wurde die alpine Wasserscheide in diesem Bereich im jüngeren Miozän weit nach Norden verlegt. Bereits nach dem mittleren Miozän hatte die Napf-Schüttung abgerissen, und durch die flache Quermulde der Hasli-Depression glitten später, frühestens im jüngeren Miozän, die helvetischen Decken unter der von Süden nach Norden fortschreitend sich verstärkenden Hebung bis an den nördlichen Alpenrand vor. Dies steht wiederum in Einklang mit den jüngsten Biotitaltern, die nach JÄGER & HUNZIKER (1969) im Gebiet zwischen Domodossola und Griespass zwischen 12 und 15 Ma, jüngeres Mittelmiozän, im Bereich Domodossola–unterste V. d'Antrona, südlich der Simplon–Centovalli-Störung, zwischen 18 und 20 Ma ergeben haben. Von der Grimsel liegt ein Abkühlalter auf 300 °C von nur 12 Ma vor. Dieses dürfte den schneller werdenden Hochstau vor allem des zentralen und westlichen Aarmassivs und den Beginn des Vorgleitens der helvetischen Decken bekunden.

Zum nordalpinen Relief in Miozän und Pliozän

Das Fehlen mittelmiozäner Ablagerungen, von Oberer Meeres- und Oberer Süsswassermolasse, im Bereich der subalpinen Molasse kann kaum auf ihre vollständige Ausräumung vor der Aufschiebung des subalpinen Flysches, der helvetischen und der präalpinen Decken zurückgeführt werden. An der Oligozän/Miozän-Wende haben sich aus den damals offenbar lokal brüsk veränderten alpinen Talmündungen, als Folge gewandelter Strukturen, neue Schuttfächer ausgebildet. Dabei lagen die älteren, oligozänen Fächeroberflächen wohl bereits zu hoch – diejenige der Beichlen, einer oligozänen Ur-Aare, mit ihrer gemässigten Flora um 400 bis maximal 500 m (HANTKE 1982b) –, als dass sie von jüngeren, miozänen Schuttmassen noch überschüttet worden wären. Anderseits ergeben sich aus Aufschlussbreiten der später zusammengestauchten und dachziegelartig überschobenen subalpinen Molasse minimale Ablagerungsbreiten vor ihrem Zerbrechen, Zusammenschub und endgültiger Platznahme als Schuppen zwischen den miozänen Fächern und dem jüngstmiozänen Alpenrand mit den subalpinen Flysch-Abfolgen und den ihnen aufliegenden helvetischen und präalpinen Decken.

Das Gefälle der ursprünglich sich über 5–15 km erstreckenden und durch die Ränder der älteren Schuttfächer kanalisierten miozänen Rinnenstücke muss jedoch damals bereits so steil gewesen sein, dass darin kaum Sedimente abgelagert worden sind. Daraus ergeben sich für die Basis der südlich anschliessenden Molasseberge Höhenlagen zwischen 600 und 700 m. Die subalpinen Molassehöhen am Alpenrand dürften zwi-

schen 800 und 1400 m gelegen haben, diejenigen der Flyschberge zwischen 1200 und 1600 m. Die Präalpen mögen sich gar schon bis 2000 m aufgeschwungen haben.

Durch weitere Stauchungen, stärkere Schrägstellung und Aufschiebung der subalpinen Molasse auf die schon zuvor reliefierte miozäne Molasse (HAUS 1935, 1937) stiegen die Höhen weiter an, trotz dem verstärkten Abtrag im jüngsten Miozän, im Messinian, und im mittleren Pliozän infolge weiterer Klimarückschläge und der damit sich wieder einstellenden Gebirgsvergletscherungen mit vermehrten Frosterscheinungen und ersten Gletschervorstössen bis an den Alpen-Nordrand. Dabei verfirnten offenbar selbst Flyschberge, was Schüttungen kopfgrosser, bis auf die Nordseite des Tannenbergs nordwestlich von St. Gallen verfrachteter Gerölle dokumentieren (HOFMANN 1958, 1973). Diese können nur aus dem Bereich des Vorarlberger Flysches stammen (HANTKE 1979a, b). Zugleich begannen sich seit dem jüngeren Miozän die helvetischen Kalkalpen stärker herauszuheben. Vom mittleren Oligozän bis ins Miozän sind sie von ihrer Unterlage abgeschert, in mehreren Phasen gestaucht und zu Deckenstapeln übereinandergeschoben worden (STAUB 1924, 1934, 1952; PFIFFNER 1977; MILNES & PFIFFNER 1980; TRÜMPY 1969, 1980). Im jüngsten Miozän dürften sie bis rund 2500 m gereicht haben, so dass auch ihre Gipfel unmittelbar nach ihrem Emporstau vom Gletschereis geprägt worden sind. Im Pliozän und frühen Pleistozän kam es zu einem Aufstau bis über 3000 m.

Am Alpenrand dürften im jüngsten Miozän um 500 m Höhe die Mitteltemperaturen des kältesten Monats auf −8 bis −5 °C, jene des wärmsten auf rund 12 bis 15 °C, das Jahresmittel auf 2 bis 5 °C abgesunken und die Niederschläge auf 60 bis 70 cm/a zurückgefallen sein. Bei einer derartigen Klimaverschlechterung stiessen die alpinen Gletscher mindestens bis an den Alpenrand vor. Dies ergibt sich aus den Geröllgrössen (HANTKE 1979a) und den später im Norden um 20–40 km verminderten Transportdistanzen. Zugleich ist der Weltmeeresspiegel gefallen. Dies hat zu einer Verminderung der Niederschläge, einem Rückgang der Vegetation und mit dem Hochstau der Alpen – im Regenschatten der alpinen Gebirge – in Osteuropa zu umfangreicher Versteppung geführt. Dagegen dürfte die erste Ausweitung der grossen Alpentäler, etwa des Veltlins oder des St. Galler–Vorarlberger Rheintales, jeweils erst nach den zeitlich verschiedenen letzten Platznahmen, in der jüngstmiozänen bzw. in der pliozänen Kühlzeit und den frühpleistozänen Kaltzeiten, erfolgt sein. Ebenso begann das Eis, schon damals Großstrukturen folgend (etwa der Seez–Walensee-Talung), im frühen Pleistozän auch höher gelegenen (der Wildhauser Mulde oder den Sätteln vom St. Galler Rheintal ins Appenzellerland), diese umzugestalten.

Dass auch im Alpenrheintal die Talbildung wie um Zürich (HANTKE 1984b) nicht erst im Jungpleistozän eingesetzt hat, sondern ein altes, bis in die Zeit der Platznahme der Decken zurückreichendes Erbe besitzt, geht aus den jüngsten Bohrungen hervor (HANTKE 1983, S. 661; M. Eberle, schr. Mitt.).

Ausblick

Ein zeitlich fundierte Relief- und Talgeschichte kann nur ausgehen von paläontologisch genau fixierten Abfolgen im Alpenvorland. Sie erlauben eine zuverlässige Rekonstruktion des Geschehens im Einzugsgebiet der alpinen Flüsse und geben zugleich Hinweise über Pflanzen- und Tierwelt und damit über den Klimacharakter. Der Übergang

von der marinen in die fluviale oder festländische Fazies bekundet dabei die jeweilige Lage des Meeresspiegels. Stark milieu- und daher höhenabhängige fossile Pflanzen erlauben, mit der Ökologie ihrer rezenten Vergleichsarten sowie paläohydrologische Studien, die Molasse-Schuttfächer in ihren Höhenlagen nachzuzeichnen und so geomorphogenetisch bis an deren Wurzeln, an die Alpentore, vorzustossen. Ihre Verteilung am Südalpenrand – in Verbindung mit ihrem Geröllinhalt und dessen Herkunftsgebiet – ermöglicht, die Zuflusswege, die dort ausmündenden Alpentäler zu erkennen und ihre Erosionstiefen abzuschätzen.

Abkühlalter mit verschiedenen Schliessungstemperaturen geben die Abkühlgeschichte magmatischer und metamorpher Gesteinskörper wieder, aus denen – unter Annahme bestimmter Thermogradienten – Hebungs- und Abtragungsraten abgeleitet werden können. Apatit-Spaltspuralter an Proben aus verschiedenen Höhenlagen ergeben direkt die Abtragungsgeschwindigkeit. Damit ist auch eine Selbstkontrolle der geochronologischen Aussagen gegeben. Altersbestimmungen an Geröllen dienen zu ihrer gesicherten Zuordnung zu einem bestimmten Liefergebiet. Apatit-Spaltspurdaten erlauben eine Abschätzung der ursprünglichen Höhenlage, wenn die Relation Probenhöhe zu Spaltspuralter im Herkunftsgebiet bekannt ist.

Eine Verbindung geochronologischer Daten mit paläontologischen Fakten in den Schuttfächerbereichen gestattet die absolute Datierung mit der relativen, der stratigraphischen Skala, in Einklang zu bringen und damit ihre Aussage zu überprüfen. Zugleich lassen sich paläoökologische und -klimatische Daten ermitteln. Das Einsetzen der marinen Fazies deutet die jeweilige Lage des Meeresspiegels an, und paläoklimatische Daten erlauben eine Präzisierung der sedimentologischen Deutungen. Altersdatierungen bringen für Relief- und Talgeschichte, denen im alpinen Raum bisher präzise Altersbeziehungen meist fehlen, willkommene Zeitmarken, während umgekehrt relief- und talgeschichtliche Rekonstruktionsversuche mithelfen können, die geochronologischen Werte sinnvoll zu deuten.

Geochronologisch ermittelte Hochlagen während paläobotanisch belegter Klimadepressionen müssen bei hinreichenden Niederschlägen zu Gebirgsvergletscherungen geführt haben. Wegen des im jüngsten Oligozän jedoch erst bescheidenen Abfalls des Weltmeeresspiegels – als Folge des eben erst begonnenen Eindriftens grösserer Kontinente in arktische und antarktische Bereiche – sind diese hochalpinen Gletscher noch unter einem niederschlagsreicheren Paläoklima immer weiter in bereits durch Klüfte vorgezeichnete Täler vorgestossen.

Paläorographische Rekonstruktionsversuche in tertiärzeitlichen Kühlphasen erlauben aber nicht nur im randlichen, sondern auch im inneralpinen Bereich, der Talgeschichte gezielter nachzuspüren und damit viele bisher problematische Einzelheiten verständlicher erscheinen zu lassen.

Eine grundsätzlich ähnliche geologische Geschichte wie im Bergeller Pluton dürfte sich in langsamerem Tempo und daher mit etwas abweichenden Auswirkungen auch im Adamello ereignet haben. Auch dort zeichnet sich ein starker Abkühlungsgradient ab; der Südwesten wurde, wie Biotitalter zeigen (Borsi et al. 1977), schon vor 52 Ma, der Nordosten erst vor 28 Ma auf 300 °C abgekühlt. Der Adamello-Pluton liegt ebenso wie das Bergeller Massiv innerhalb einer von alpinen Großstörungen begrenzten Region. Es ist daher wahrscheinlich, dass auch das Aufschmelzen der Kruste ebenfalls durch eine relativ rasche Hebung zu erklären ist. Auch südlich des Adamello liegen

ausserhalb der Reichweiten der pleistozänen Gletscher mächtige oligo-miozäne Konglomerat-Schüttungen im Monte Orfano Bresciano und im Hügel von S. Anna westlich von Brescia. Doch sind dies vorwiegend Karbonat-Konglomerate, deren grösste Geschiebe wenig über Kopfgrösse hinausreichen. An Kristallin-Geröllen fanden sich ein Chlorit–Hellglimmer-Gneis, ein Glimmerquarzit und ein Quarzporphyrit. Sie stammen aus dem Gebiet des Monte Guglielmo und haben damit einen Transport von 20–30 km hinter sich. Die Entstehung der Brescianer Molasse ist daher wohl kühlzeitlich, aber, im Gegensatz zur Comasker Molasse, nicht glazigen, ebenfalls bedingt gewesen durch Ausbrüche von Stauseen, die durch Bergsturztrümmer abgedämmt worden sind.

Analoge jüngere Schüttungen zeichnen sich später, an der Pliozän–Pleistozän-Grenze, ab. Aus den unterliegenden, unter ruhigeren Sedimentationsbedingungen eingewehten Florenresten lassen sich aus dem Vergleich mit den Lebensansprüchen rezenter Analoga Klimawerte ermitteln, aus den Geröllen wiederum, im Vergleich mit dem Anstehenden, die Reliefentwicklung; ihre rasche Aufeinanderfolge deutet – neben Änderung der Schüttungsrichtung – unter Umständen auch auf recht kurzfristige Änderungen von Paläoklima und/oder Paläorelief.

Aus analogen Untersuchungen nördlich und südlich der Alpen können die jeweiligen Wasserscheiden, ihre Höhenlagen sowie ihre zeitliche und räumliche Verlagerung im Laufe der alpinen Gebirgsbildung nachgezeichnet werden. Ebenso lassen sich konkrete Werte für die Ausräumung in den verschiedenen Zeitabschnitten, in den einzelnen Gesteins- und Reliefbereichen durch verschiedene Agenzien ermitteln. Sodann vermögen geomorphogenetische Konzepte auch die bisherigen geochronologischen Modelle zu präzisieren.

Der Verfasser ist sich bewusst, dass diese Ausführungen erst ein bescheidener Anfang in einer neuen interdisziplinären erdwissenschaftlichen Richtung sein können, der jedoch die bisherigen strukturellen und morphologischen Arbeiten zu ergänzen vermag, da er neben dem Aufbau auch den Abtrag zu ergründen und zeitlich und örtlich zu quantifizieren sucht.

Verdankungen

Die geochronologischen Daten und die daraus sich ergebenden Folgerungen verdanke ich Frau Prof. Dr. E. Jäger, Abteilung für Isotopengeologie der Universität Bern. Bei den Reinzeichnungen durfte ich auf die Mithilfe der Herren P. Mader und A. Uhr zählen; die Kopien für die Halbtonklischees besorgte Herr U. Gerber. Für die Durchsicht der fremdsprachigen Zusammenfassung danke ich den Damen Dr. M. Toumarkine, C. Sidler und M. Biolzi sowie den Herren Drs. A. G. Milnes und A. J. Hurford, Bern. Die Überprüfung der Kristallin-Gerölle aus der Brescianer Molasse sowie die Kontroll-Durchsicht der Druckfahnen übernahmen die Herren Dr. K. Bächtiger und Dr. A. Egli.

LITERATURVERZEICHNIS

ALESSANDRI, O. DE (1899): Osservazioni geologiche sul Cretaceo e sull'Eocene della Lombardia. – Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. *38*, 253–320.

ANNAHEIM, H. (1935): Die Landschaftsformen des Luganerseegebietes. – Schweizer Geograph *12*/3.

BECKMANN, J.-P., BOLLI, H. M., KLEBOTH, P., & PROTODECIMA, F. (1982): Micropaleontology and biostratigraphy of the Campanian to Paleocene of the Monte Giglio, Bergamo Province, Italy. – Mem. Sci. Geol. *35*, 91–141.

BERGER, W. H., VINCENT, E., & THIERSTEIN, H. R. (1981): The Deep-Sea record: Major steps in Cenozoic Ocean evolution. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. *32*, 489–504.

BICHSEL, M. (1980): Zur Sedimentologie des Lombardischen Oberkreideflysches zwischen Lecco und Brescia. – Diss. Univ. Basel.

BICHSEL, M., & HÄRING, M. O. (1981): Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy (Northern Italy). – Eclogae geol. Helv. *74*/2, 383–420.

BORSI, S., CALLEGARI, E., DEL MORO, A., FERRARA, G. & M., GIULIANI, O., MACERA, P., PARDINI, G., PESCIA, A., TONARINI, S., & VILLA, A. (1977): Geochronological Investigations in the Adamello–Presanella-Massif. – Lecture, ECOG V, Pisa.

BÜRGISSER, H. M. (1980): Zur mittel-miozänen Sedimentation im nordalpinen Molassebecken: Das «Appenzellergranit»-Leitniveau des Hörnli-Schuttfächers (Obere Süsswassermolasse, Nordostschweiz). – Diss. ETH Zürich.

— (1981a): Fazies und Paläohydrologie der Oberen Süsswassermolasse im Hörnli-Fächer (Nordostschweiz). – Eclogae geol. Helv. *74*/1, 19–28.

— (1981b): Zur zeitlichen Einordnung der Oberen Süsswassermolasse in der Nordostschweiz. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *126*/3, 149–164.

BÜRGISSER, H. M., GANSSER, A., & PIKA, J. (1982): Late Glacial Lake sediments of the Indus valley area, northwestern Himalayas. – Eclogae geol. Helv., *75*/1, 51–63.

CADISCH, J. (1928): Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. – Geol. Rdsch. *19*/2, 105–119.

CHARDON, M. (1972): Les Préalpes lombardes et leurs bordures. – Thèse Univ. Aix-Marseille.

CITA, M. B. (1957): Studi stratigrafici sul terziario subalpino lombardo – Sintesi stratigrafica della Gonfolite. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) *63*/2–3, 79–157.

CLARK, S. P., & JÄGER, E. (1969): Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. – Amer. J. Sci. *267*, 1143–1160.

ETTINGSHAUSEN, C. v. (1853): Die tertiäre Flora in Häring in Tirol. – Abh. k. k. geol. R.-A., *2*, 3/2, Wien.

FINCKH, P. (1977): Wärmeflussmessungen in Randalpenseen. – Diss. ETH Zürich.

FUMASOLI, M. W. (1974): Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Jorio–Tonale-Linie im Westen von Gravedona (Como, Italia). – Diss. Univ. Zürich.

GODENZI, A. (1957): Ricerche sulla morfologia glaciale e geomorfogenesi nella regione fra il Gruppo del Bernina e la Valle dell'Adda con particolare Riguardo alla Valle di Poschiavo. – Tesa di laurea Univ. Friburgo.

GULSON, B. L., & KROGH, T. E. (1973): Old Lead Components in the Young Bergell Massif, South-East Swiss Alps. – Contr. Mineral. Petrol. *40*, 239–252.

GUNZENHAUSER, B. (1982): Zur Sedimentologie und Paläogeographie der oligo-miocaenen Gonfolite lombarda zwischen Lago Maggiore und der Brianza (Südtessin, Lombardei). – Diss. Univ. Basel.

GYR, TH. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Bergeller Massivs. – Diss. ETH Zürich.

HABICHT, K. (1945): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *83*.

HANTKE, R. (1979a): Zur Geologie von Molasse und Quartär der Nordost-Schweiz (Exkursion A am 17. April 1979). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N. F.] *61*, 31–40.

— (1979b): Die Geschichte des Alpen-Rheintales in der Eiszeit und Nacheiszeit. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N. F.] *61*, 279–295.

— (1980): Die Obere Süsswassermolasse der Schweiz, ihr Paläorelief und ihre stratigraphische Fortsetzung in die Vogesen-Schüttung. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *125*/4, 365–374.

— (1982a): Die Molasseablagerungen im Schweizer Mittelland. – N. Zürcher Ztg. *203*/15, 65–66.

— (1982b): Die jüngst-oligozäne Flora im Bergsturz-Anriss der Beichlen (Gemeinde Flühli, Kt. Luzern) – ein Vergleich mit weiteren Floren der Unteren Süsswassermolasse und stratigraphische, paläoklimatische und paläogeographische Schlussfolgerungen. – Mitt. natf. Ges. Luzern *27*, 25–39.

— (1982c): Zur Talgeschichte des Gebietes zwischen Pragel- und Klausenpass. – Ber. natf. Ges. Schwyz *8*, 3–12.

— (1983): Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete *3*. – Ott, Thun.

— (1984a): Die Fächerpalmreste aus der Molasse der Schweiz und ihrer nordöstlichen Grenzgebiete sowie ihr paläoklimatischer Aussagewert. – Diss. Bot. *72*, 137–174.

— (1984b): Zur Erdgeschichte der Albiskette. – In: Der Üetliberg – Zürich.

— (1984c): Zur Relief-, Tal- und Klimageschichte der zentralen und östlichen Schweizer Alpen. – Im Druck.

HANTKE, R., & TRÜMPY, R. (1964): Bericht über die Exkursion A der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Schwyzer Alpen. – Eclogae geol. Helv. *57*/2, 609–618.

HÄRING, M.O. (1980): Zur Sedimentologie des lombardischen Oberkreideflysches zwischen Lago Maggiore und Lecco. – Diss. Univ. Basel.

HAUS, H.A. (1935): Über alte Erosionserscheinungen am Südrand der miocänen Nagelfluh des oberen Emmentales und deren Bedeutung für die Tektonik des Alpenrandes. – Eclogae geol. Helv. *28*/2, 667–677.

— (1937): Geologie der Gegend um Schangnau im oberen Emmental. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *75*.

HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz *25*.

— (1906): Geologische Nachlese Nr. 15: Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocaenfjord der Breggiaschlucht. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *51*/1, 1–49.

— (1922): Geologie der Schweiz *2*/2. – Tauchnitz, Leipzig.

HOCHULI, P.A. (1978): Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der zentralen und westlichen Paratethys. – Beitr. Paläont. Österr. *4*.

HOFMANN, F. (1958): Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg, NW von St. Gallen. – Eclogae geol. Helv. *50*/2 (1957), 477–482.

— (1960): Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken. – Jb. st. gall. natw. Ges. *76*, 49–76.

— (1973): Bl. 1074 Bischofszell. Geol. Atlas Schweiz 1:25000, mit Erläuterungen. – Schweiz. Geol. Komm.

JÄGER, E., & HANTKE, R. (1983): Die Entwicklungsgeschichte der Alpen. – Naturwissenschaften *70*/5, 209–215.

— (1984): Evidenzen für die Vergletscherung eines alpinen Bergeller Hochgebirges an der Grenze Oligozän/Miozän. – Geol. Rdsch. *73*/2.

JÄGER, E., & HUNZIKER, J.C. (1969): Guide book to the field trip of the «Colloquium on the geochronology of Phanerozoic orogenic belts», Switzerland.

KLEBOTH, P. (1982): Stratigraphie und Sedimentologie der höheren Oberkreide und des Alttertiärs der Brianza (Provinz Como, Italien). – Mem. Sci. Geol. *35*, 213–292.

LARDELLI, T. (1982): Die Tonale-Linie im unteren Veltlin. – Diss. Univ. Zürich.

LAUBSCHER, H. (1983): Die Stellung der Südalpen im alpinen Orogen. – 73. Jtag. Geol. Ver. Berchtesgaden, 31.

LAUTENSACH, H. (1912): Die Übertiefung des Tessingebietes, eine morphologische Studie. – Geogr. Abh. *1*.

LECKIE, R.M., & WEBB, P.-N. (1983): Late Oligocene–early Miocene glacial record of the Ross Sea, Antarctica: Evidence from DSDP Site 270. Geology *11*/10, 578–582. – Boulder, Colorado.

LONGO, V. (1968): Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese. – Diss. Univ. Zürich.

MAI, D.H. (1967): Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellung über den Klimaablauf im Jungtertiär der DDR. – Abh. zentr. geol. Inst. *10*, 55–81.

— (1970): Die tertiären Arten von *Trigonobalanus* FORMAN (Fagaceae) in Europa. – Jb. Geol. *3*, 381–409.

MATTER, A. (1964): Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet. – Eclogae geol. Helv. *57*/2, 315–429.

MATTIROLO, E., et al. (1932): Fo. 31 Varese. Carta geol. Italia 1:100000. – R. Uff. geol. Roma.

— (1937): Fo. 32 Como. Carta geol. Italia 1:100000. – R. Uff. geol. Roma.

MAURER, H., et al. (1982): Sedimentpetrographie und Lithostratigraphie der Molasse im Einzugsgebiet der Langeten (Aarwangen–Napf, Oberaargau). – Eclogae geol. Helv. *75*/2, 381–413.

MILNES, A.G., & PFIFFNER, O.A. (1980): Tectonic Evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen–Como. – Eclogae geol. Helv. *73*/2, 619–633.

NANGERONI, L.G. (1964): Appunti sull'origine del Lago d'Iseo. – L'Universo *44* (Ist. geogr. militare, Firenze).

— (1970): Appunti sulla geomorfologia del Triangolo Lariano. – Atti Soc. ital. Sci. nat. *110*/2, 69–149.

— (1971): Note geomorfologiche sul territorio montuoso Comasco ed oriente del Lario. – Atti Soc. ital. Sci. nat. *112*/1, 5–160.

— (1973): Sui Monti e sulle Rive del Lago d'Iseo. – Itin. nat. geogr. Montagne ital., C.A.I. *3*.

NOVARESE, V. (1939): Note illustrative della Carta geologica d'Italia 1:100000, Fo. di Varese. – R. Uff. geol. Roma.

OBERHAUSER, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. – Jb. Geol. B.-A. *126*/1, 71–93.

PAULCKE, W. (1910): Tertiär im Antirätikon. – Zbl. Min. Geol. Paläont. *17*, 540–548.

PERCONIG, E. (1956): Il Quaternario della Pianura Padana. – Actes INQUA, IV, Rome *2*.

PETRUCCI, F., CAREGGIO, M., & CAVAZZINI, R. (1979): Indagini geofisiche sui depositi quaternari del fondovalle valtellinese da Losio a Ponte (note preliminare). – Ggr. Fis. Dinam. Quat. *2*, 17–20.

— (1982): Indagini geofisiche sul fondovalle valtellinese (dal Lago di Como a Teglio, prov. di Sondrio). – Ggr. Fis. Dinam. Quat. *5*, 207–218.

PFIFFNER, O.A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Diss. ETH Zürich – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *217*.

PFISTER, M. (1921): Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen mit spezieller Berücksichtigung der miocänen Nagelfluh. – Diss. Univ. Zürich.

PIERI, M., & GROPPI, G. (1981): Subsurface geological Structure of the Po Plain, Italy. – Consigl. nat. Ricerche, Prog. final. Geodinam. Sottoprog. Modello strutt. *414*.

RENZ, H. (1937): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – Eclogae geol. Helv. *30*/1, 87–214.

REUSSER, E. (1980): Radiometrische Untersuchungen am Bergeller Granodiorit. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.

RIPOSSI, E. (1922): Il conglomerato di Como, I e II. – Atti Soc. ital. Sci. nat. *61*/3–4, 118–120, 262–264.

RÖGL, F., CITA, M.B., MÜLLER, C., & HOCHULI, P. (1975): Biochronology of conglomerate bearing Molasse sediments near Como. – Riv. ital. Paleont. *81*/1, 57–88.

RUDOLPH, J. (1982): Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal. – N. Jb. Geol. Paläont. MH, 181–183.

SACCO, F. (1936): Il fenomeno diluvo-glaciale nelle Alpi durante l'era tertiaria. – Boll. Soc. geol. ital. *55*, 63–114.

SCHIAVINATO, G., et al. (1969): Fo. 19 Tirano. Carta geol. Italia 1:100000. – Serv. geol. Italia.

— (1970): Fo. 7–18 Pizzo Bernina–Sondrio. Carta geol. Italia 1:100000. – Serv. geol. Italia.

SCHLANKE, S. (1974): Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG, Schweiz. – Eclogae geol. Helv. *67*/2, 243–331.

SCHNABEL, W., & DRAXLER, I. (1976): Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Inntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *153*/3, 325–357.

SITTER, L.U. DE, & SITTER, C.M. DE (1949): The geology of the Bergamask Alps, Lombardia, Italy. – Leidse geol. Meded. *14*/2.

SPECK, J. (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und der Versuch einer paläogeographischen Auswertung. – Diss. Univ. Zürich.

STAUB, R. (1921): Geologische Karte der Val Bregaglia (Bergell), 1:50000. Geol. Spez.-Karte *90*. – Schweiz. geol. Komm.

— (1924): Der Bau der Alpen – Versuch einer Synthese. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *52*.

— (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. *69*/1, 1–183.

— (1946): Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50000. Geol. Spez.-Karte *118*. – Schweiz. geol. Komm.

— (1952): Der Pass von Maloja; seine Geschichte und Gestaltung. – Jber. natf. Ges. Graub, *83*, 3–84.

— (1954): Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. – Glarus.

TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. *71*, 843–908.

— (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – Eclogae geol. Helv. *62*/1, 105–142.

— (1971): Stratigraphy in mountain belts. – Quart. J. geol. Soc. London *126*, 293–318.

— (1977): The Engadine Line: A sinistral wrench fault in the Central Alps. – Mem. geol. Soc. China *2*, 1–12.

— (1980): Geology of Switzerland, a guide-book. – Schweiz. Geol. Komm., Basel.

VONDERSCHMITT, L. (1940): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Südtessin, 30.Sept.–2.Okt. 1940. – Eclogae geol. Helv. *33*/2, 205–219.

WAGNER, G.A., MILLER, D.S., & JÄGER, E. (1979): Fission-track ages on apatite of Bergell rocks from Central Alps and Bergell boulders in Oligocene sediments. – Earth and planet. Sci. Lett. *45*, 355–360.

WAGNER, G.A., REIMER, G.M., & JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by Apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova *30*.

WISE, S.W., jr. (1981): Deep sea drilling in the Antarctic: focus on Late Miocene glaciation and applications of smear-slide biostratigraphy. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. *32*, 471–487.

ZAMBELLI, R. (1981): Evoluzione Tettonica e Carsica del territorio Orobico. – Riv. Mus. Sci. nat. Bergamo *3*, 3–8.