

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen.

Von Herrn HANS V. STAFF.

Hierzu Tafel I bis III und 14 Textfiguren.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	1
Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen:	
A. Die morphologischen Einzelemente der Walliser Alpen.	
I. Die Gipfelhöhen-Konstanz	4
II. Erhaltene Flächenstücke	18
III. Richtungen und Richtungsänderungen der Flußtäler	23
IV. Synklinalgipfel	35
V. Das orographische Zurücktreten der großen Überschiebungen	40
VI. Die achsenparallelen Zonen der Gipfelhöhen	49
B. Die Morphogenie der Walliser Alpen im Vergleich mit der anderer Gebiete.	
I. Wallis	54
II. Cascade Range, Jura	55
III. Ostschweiz, Dauphiné	60
IV. Ostalpen	63
V. Vergleich mit älteren Ansichten über die Präglaziallandschaft	68
VI. Frühglaziale Hebungen	71
Rückblick	73
Literatur	75

Vorwort.

Wiederholt schon ist in den letzten Jahren die Vermutung ausgesprochen worden, daß die Alpen, sei es in ihrer Gesamtheit, sei es in einem begrenzteren Gebiete, vor der Vereisung einen sehr erheblichen Grad von Einebnung erreicht hätten.

Doch ist ein Beweis für die Existenz einer präglazialen Peneplain bisher noch nicht einmal versucht worden, und ebenso fehlt jede kritische Behandlung des Problems. Überdies enthalten auch alle Versuche einer Rekonstruktion der Präglazialtopographie untereinander und sogar in sich selbst so zahlreiche Widersprüche, daß ein auch nur einigermaßen klares Gesamtbild noch nicht als erreicht gelten kann. Diese geringe Kenntnis ist zwar wohl erklärlich angesichts der Tatsache, daß Geologen und Geographen noch immer vorwiegend tektonischen und glaziologischen Problemen in den Alpen nachgehen; doch dürfte eine Zusammenfassung alles dessen, was man mit Hilfe der modernen geomorphogenetischen Betrachtungsweise über die Präglaziallandschaft der Alpen aussagen kann, gerade auch für die anderen Zweige der Geologie nicht unwichtig sein. Läßt sich doch nur dann z. B. angeben, um welchen Betrag und in welcher Richtung die glaziale und postglaziale Gesamterosion landschaftsverändernd eingewirkt hat, wenn die Höhenlage und die Gestaltung der Täler und Gipfel zur Zeit des Abschlusses des Pliocäns einigermaßen bekannt ist. Diese Gestaltung einfach aus einem Rückwärtsverfolgen des glazialen Erosionszyklus aufbauen zu wollen, geht nicht wohl an, da einmal die Gesetze des glazialen Zyklus selbst noch nicht genügend geklärt sind, somit vielfach Zirkelschlüsse sich einstellen würden, und da andererseits die Vielheit der von fluviatil erodierenden Interglazialzeiten unterbrochenen Vergletscherungsphasen es überaus erschwert, lokale Erscheinungen von allgemeinen sicher zu trennen.

Mehr Erfolg würde somit der andere Weg verheißen, der aus der primären tektonischen Landschaft der Alpen deduktiv durch das Verfolgen des normalen fluviatilen Erosionszyklus die Morphologie vor dem Einsetzen der Eiszeit konstruiert. Hier würde die genetische Methode ja zugleich den Vorteil bieten, daß die Formen der Landoberfläche nicht nur schematisch beschrieben, sondern genetisch erklärt würden. Es wäre also in der Forderung, daß die einzelnen Form-Elemente zueinander stimmen müßten, d. h. der gleichen Phase eines Zyklus angehören, ebensowohl ein wertvolles Korrigens als ein methodisches Hilfsmittel zur Auffindung subtilerer Einzelheiten gegeben. Aber auch diesem deduktiven Wege ist nicht allzuviel Vertrauen zu schenken. Die tektonischen Kräfte haben nicht auf einmal ein fertiges Produkt der Erosion zur Verarbeitung übergeben, sondern häufig wiederholt, und zudem in den einzelnen Alpen teilen in recht verschiedenem Rhythmus und Ausmaß ist durch lange Zeiträume hindurch vermutlich durch erneutes Eingreifen

der Tektonik Zyklus auf Zyklus in oft überstürzter Folge gehäuft worden. Von der durch neuere Forschungen wenigstens für einige Gebiete jetzt schon leidlich genau bekannten idealtektonischen, also noch durch keine erosiven Faktoren verwirrten Landschaft ist somit die präglaziale Alpen-Topographie durch ein ebenso unübersehbares Chaos getrennt wie von der uns zugänglichen heutigen Landoberfläche.

Es dürfte also nur ein dritter Weg zum Ziele führen, der die heutigen morphologischen Elemente einer tektonisch einheitlichen Gegend unbefangen würdigt und so, von der festen Basis des tatsächlich Beobachtbaren ausgehend, die Frage zu entscheiden sucht, ob postglaziale, glaziale oder präglaziale Faktoren jeweils verantwortlich zu machen sind. Dabei werden als Hilfsmittel wie als Corrigentia die Vorteile der beiden anderen zuvor genannten Methoden natürlich ausgiebig heranzuziehen sein.

Als speziellere Unterlage für die folgende geomorphogenetische Betrachtung dient der zwischen Monte Rosa und Montblanc gelegene Teil der Walliser Alpen, der topographisch in den Blättern des „Siegfried-Atlas“ vorzüglich kartiert, tektonisch durch GERLACH, C. SCHMIDT, H. SCHARDT, E. ARGAND genügend geklärt und in Karten und Profilen dargestellt worden ist¹⁾, und den ich in allen Teilen durch Tal- und Hochtouren mehrerer Sommer persönlich kennen gelernt habe.

Bei der Überfülle der viersprachigen alpinistischen Literatur der Gegend, in der naturgemäß zahlreiche morphologische Einzeltatsachen teils richtig, teils falsch beschrieben und gedeutet sind, erscheint es wenig nutzbringend, stets den ersten Autor namentlich anzuführen oder gar zu berichtigen. Wenn ich somit häufig kurz die Tatsachen ohne ausführliche Literaturangaben anführe, so geschieht dies nicht, um mir die Priorität von Entdeckungen anzumaßen, die jeder Anfänger im Terrain oder auf der Karte mühelos ablesen kann, sondern um Raum²⁾ zu sparen.

¹⁾ Zum Verständnis der zu besprechenden Einzelheiten ist ein ständiges Vergleichen der folgenden Karten unerlässlich: Siegfried-Atlas, Überdruck 1:50000, Blatt Martigny—Gd. St. Bernard-Combin. — Siegfried-Atlas, Überdruck 1:50000, Blatt Evolena—Zermatt. — Eidgen. Schulwandkarte 1:200000. — Carte géologique de la Dent Blanche (ARGAND 1905—1907) 1:50000. — Geologische Karte der Schweiz (DUFOUR), Blatt XXII, Martigny—Aoste, 1:100000 (GERLACH). — Carte géol. du Massif du Montblanc (DUPARC ET MRAZEC 1980—1896) 1:50000. — Geologische Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Montblanc (C. SCHMIDT 1906) 1:350000.

²⁾ Aus dem gleichen Grunde wird die Kenntnis von PENCK-BRÜCKNERS Monumentalwerk (Die Alpen im Eiszeitalter, 1901—1908) im wesentlichen vorausgesetzt.

Zu besonders herzlichem Danke verpflichtet fühle ich mich Herrn Dr. O. ALTPETER für seine liebenswürdige Bereitwilligkeit, die von mir erbetenen Photographien unter oft recht mühevollen Umständen aufzunehmen, sowie Herrn Privatdozent Dr. VOGEL VON FALCKENSTEIN, mit dem ich im August 1910 an Ort und Stelle gelegentlich gemeinsamer bodenkundlicher Untersuchungen ständigen Gedankenaustausch pflegen konnte. Für tatkräftige Mitwirkung auf den zahlreichen notwendigen, stets führerlosen Hochtouren schulde ich außerdem den Herren Dr. A. v. MARTIN, Dr. G. DYHRENFURTH, Dr. H. KOLLMANN, Dr. W. SOMMERBRODT sowie meiner Frau Dank.

Berlin, 27. März 1911.

A. Die morphologischen Einzelemente der Walliser Alpen.

I. Die Gipfelhöhenkonstanz.

a) **In den Gesamtalpen.** In allen Teilen der Alpen fällt auch dem ungeschulten Auge bei der Aussicht von höheren Bergen die eigentümliche Tatsache auf, daß ringsum alle Ketten und Gipfel in ein einziges gestaltloses Meer zusammenfließen, aus dessen ebenem Spiegel auch die stolzesten Zacken und Zinnen sich nicht mehr individualisiert herauszuheben vermögen. Wohl bleiben zahlreiche Spitzen unter der geradlinigen Horizontlinie, auf die sich alle Berge in der Runde projizieren, zurück; aber auch den höchsten gelingt es nicht, die endlose Monotonie des Gipfelmeeres zu durchbrechen: Eine Tangentialfläche nimmt alle Emporragungen in sich auf. Ehe wir näher auf die Frage eingehen, ob und wieweit in unserem spezielleren Gebiete eine derartige Gipfelhöhenkonstanz sich findet, soll das Problem behandelt werden, in welcher Beziehung denn überhaupt die Existenz einer solchen Konstanz zur Morphogenie der Präglaziallandschaft stehen kann. — Die historische Entwicklung der Frage wäre wohl — kurz gefaßt — etwa derart wiederzugeben, daß die erste bestimmtere Äußerung zugunsten einer präglazialen Verebnung der Alpen 1871 von GERLACH getan wurde, der als „eine gewaltige, unendlich zerrissene ehemalige Hochfläche, von der infolge der Erosion gleichsam nur die Rippen übrig geblieben sind“, das wildzerrissene Bergland der Penninischen Alpen im südwestlichen Wallis schildert. Wenn hier nur ein allgemeiner Eindruck eines einzelnen Gebietes wiedergegeben erscheint, so wird von HESS 1904 bereits die in den Gesamtalpen herrschende Gipfel-

höhenkonstanz als speziellerer Beweisgrund angeführt und das Problem in folgende unzweideutige Worte gefaßt: „Das Bild der präglazialen Alpenoberfläche würde die Haupttäler bereits entwickelt zeigen; die Höhenunterschiede zwischen Talsohle und Bergrücken wären aber wesentlich kleiner als heute; sie würden 700—800 m betragen, und das zentrale Alpengebiet würde sich als eine Mittelgebirgslandschaft darstellen. Das ganze Alpenmassiv hatte eine DAVISSCHE PENEPLAIN als Oberfläche“ (a. a. O., S. 375).

Freilich steht wohl HESS mit dieser seiner Würdigung der Gipfelhöhenkonstanz in zweifacher Beziehung noch vereinzelt da. Einmal ist nämlich dieses Phänomen vielfach anders gedeutet worden und verliert somit, wie namentlich DALY ausführte, stark an Beweiskraft ohne eingehendere Angaben, welche die Einwirkung anderer Faktoren, als präglazialer Vernebnungsvorgänge, nach Art und Stärke näher festlegen. Andererseits ist gelegentlich auch kurzerhand die allgemeine Verbreitung des Phänomens in Hochgebirgen, also auch in den Alpen, gelegnet worden.

Letzterer Einwand nun fällt wohl wenig ins Gewicht, da zu allgemein von maßgebenden Seiten die Existenz der Gipfelhöhenkonstanz in Hochgebirgen¹⁾ bejaht wird; hier sei nur auf BRÜCKNERS weiter unten wörtlich wiedergegebene Aussage verwiesen, dessen Angabe um so bedeutsamer erscheint, als er wohl vor allem die Alpen im Auge hatte, während z. B. FRECH die gegenteilige Ansicht wohl nur so ganz allgemein äußerte, (a. a. O., S. 25).

Nähere Prüfung indessen verdienen die bisherigen Erklärungsversuche für eine bestehende Gipfelhöhenkonstanz. Die eine der beiden wichtigsten Erklärungen dürfte in prägnanter Form von FRECH (für die inzwischen so ganz anders erklärte Gipfelhöhenkonstanz in Mittelgebirgen!) in die Worte gefaßt worden sein: „Die zerstörenden Kräfte, Spaltenfrost, Wind

¹⁾ DALY (a. a. O. 1905, S. 106) „has been noted in the Alps, in parts of the Caucase, in the Pyrenees, in the Sierra Nevada of California, in the Alaskan Ranges, in the Canadian Selkirks and Coast Range, and in the American Cascade Range“. — Eine sehr frühe Notiz über die Gipfelhöhenkonstanz der Alpen stammt von E. v. MOJSISOVICS (a. a. O. 1879, S. 109), dessen Erklärungsversuch des Phänomens durch Isostasie von ihm selbst nicht aufrecht erhalten wurde (vgl. a. a. O. 1905!), hier also unberücksichtigt bleiben kann. Noch vor ihm hatte RÜTMEYER (a. a. O., S. 345) für die Tessiner Alpen die Konstanz des Gipfelniveaus bemerkt. — Vgl. auch für den Tienschan MERZBACHERS Tafel 37 in Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1910, sowie für Innerasien E. DE MARTONNES vorzügliches Referat 1911.

und mannigfacher Witterungswechsel, welche die besonderen Hervorragungen am stärksten angreifen und am raschesten erniedrigen, haben ursprüngliche Unterschiede ausgeglichen.“ Die hier angewandte Regel hat zweifellos generell eine erhebliche theoretische Bedeutung, wird aber doch im Einzelfalle stets in oft überraschend geringfügiger Weise sich praktisch äußern. Daran hat u. a. der Umstand schuld, daß ein Abtragen eine Hervorragung nur dann schnell zu deren völligem Verschwinden aus dem Landschaftsbilde führen kann, wenn ihre Zerfallsprodukte energisch genug fortgeführt werden. Zudem besagt die oben verwendete Regel ja doch nur, daß in größeren Höhen die Gesteine leichter abgetragen werden als in geringeren, daß also die Widerstandskraft eines und desselben

Gesteines sich als $W = \frac{\text{Härte}}{\text{Höhenlagefaktor}}$ ausdrückt. Nur

absolut nimmt somit die Widerstandskraft mit der Höhe ab, nicht aber wird das relative Verhältnis der Härten oder der einzelnen Gesteine untereinander durch die Höhe verschoben oder gar ausgeglichen. Somit also werden im Gegenteil eben durch die größere Angreifbarkeit der Gesteine in höheren Lagen tatsächlich vorhandene Gipfelhöhenkonstanzen, die sich etwa als Folge der Hebung und Zertalung einer früheren Peneplain darstellen, relativ rasch zerstört. Erst in einem sehr vorgerückten Stadium eines Zyklus wird ein völliges Abebnen aller Hervorragungen erfolgen, wenn nämlich alle weicheren Gesteine bereits im Denudationsniveau liegen, über dem nur noch die resistenteren Gesteinspartien als Monadnocks aufragen. Aber auch dann ist ja nicht eine Gipfelhöhenkonstanz, sondern eine allgemeine gleichmäßige Tiefebene die Folge. Oberhalb des definitiven Denudationsniveaus ist somit der Höhenfaktor in einem normalen Erosionszyklus keineswegs in der Lage, „ursprüngliche Unterschiede zu verwischen“, es sei denn, daß irgendwo durch absonderlichen Zufall tektonisch die relativ weicheren Gesteine in wohlbemessener Abstimmung über die härteren so weit gehoben worden seien, daß in einer bestimmten Phase des laufenden Zyklus — und auch dann doch nur für einen geologisch gesprochen schnell vorübergehenden Augenblick! — eine Höhengleichheit der Gipfel sich ergäbe. —

Nicht viel besser steht es mit dem zweiten der möglichen Erklärungsversuche, welche als Einwände gegen die Beweiskraft der Gipfelhöhenkonstanz für die einstige Existenz einer Peneplain aufgefaßt werden könnten. Dieser Einwurf geht von

dem Charakter der Zertalung aus und hat etwa die folgende Form, die ihr BRÜCKNER (a. a. O., S. 333) gegeben hat:

„In einer Gebirgslandschaft gruppieren sich die Gipfel in der Regel um eine bestimmte Höhe herum. Die Gipfelhöhe ist annähernd konstant (PENCK). Das gilt vom Mittelgebirge wie vom Hochgebirge. Jede Aussicht lehrt das, nicht minder auch exakte Messungen. Es hängt das damit zusammen, daß die heutigen Gipfelhöhen in allererster Reihe ein Werk der Denudation sind, die bei einem bestimmten Klima und bei einer hierdurch annähernd bestimmten Entfernung der Täler voneinander zwischen diesen nur scheidende Kämme von einer bestimmten, von der Maximalböschung abhängigen Höhe stehen läßt, mag die ursprüngliche Oberfläche gewesen sein, wie sie will. Freilich macht sich diese Konstanz der Gipfelhöhen nur bei Gipfeln aus Gesteinen geltend, die der Denudation gleichen Widerstand entgegensetzen¹⁾. Anders, wenn Gipfel aus verschiedenem Gestein vorliegen: dann sind stets die aus weichem Gestein gebauten niedriger.“ Eine auf diese Art zustande gekommene Konstanz setzt die Erfüllung einer großen Zahl von Bedingungen voraus. Einmal müssen alle diese Täler noch in der Tiefenerosion begriffen sein. Ferner müssen ihre Seitenhänge lediglich dem Ausdrucke des Gesteinscharakters entsprechen, bzw. etwaige morphologische Elemente wie Talleisten usw. müssen in allen Tälern gleichmäßig und in gleicher Intensität entwickelt sein. Schließlich müssen, wie ja auch BRÜCKNER besonders betont, alle Täler eingeschnitten sein in Gesteine, die unter sich völlig gleich sich verhalten in bezug auf ihren für die einzelnen Höhen über der Talsohle jeweils maximalen Böschungswinkel. Sowie diese Bedingungen nicht voll erfüllt sind, wird eine Konstanz der Höhen umso weniger sich einstellen, je weiter der gegenseitige Abstand der Täler ist, der seinerseits zum Teil eine

¹⁾ DALY macht mit Recht darauf aufmerksam, daß durch Epigenesis die flachgewölbten Oberflächen von Intrusionen bzw. Kontakt-dächern herauspräpariert werden können, die bei geringer Zertalung weitgehende Höhenkonstanzen zeigen müssen. BRÜCKNERS Argument entspricht somit der Kombination von Punkt II, 2 und II, 5 in DALYS Schema der möglichen Erklärungen des Phänomens. Punkt I, 3 ist bei FRECHS Argument berücksichtigt. Die Punkte II, 3, 4 erzielen eine tiefere Verebnungsfläche als das „summit-level“, wie später gezeigt wird. Punkt I, 2 und II, 1, die isostatische Hebung der down folded oder eroded Teile ins Gipfelniveau annehmen, halte ich für außerhalb der Diskussionsmöglichkeit gelegen, wenngleich kein Geringerer als MOJSISOVICS diese Idee als erster geäußert hat. DALY's Punkt I, 1 ist die von mir herangezogene Peneplain-Theorie.

Funktion der Taltiefe ist, also in den Alpen stets erhebliche Größen zeigt.

Wie selten sich nun alle diese Bedingungen in einem größeren Hochgebirge, wie es z. B. die Alpen sind, vereinigt finden können, liegt auf der Hand. Einmal ist das Verbreitungsgebiet je eines Gesteines räumlich relativ eng begrenzt; ferner wechselt die neben gewissen Eigenschaften der Gesteine (Durchlässigkeit usw.) für die Talabstände u. a. auch stark maßgebende Niederschlagsmenge bedeutend im Gesamtgebiete der Alpen. Schließlich sind die Böschungswinkel von andern Eigenschaften der Gesteine (Härte, Löslichkeit usw.) abhängig als von denen, welche die Taldichte regulieren, so daß schon eine seltsame Prästabilierung einer Harmonie zwischen den einzelnen voneinander unabhängigen Faktoren erforderlich wäre, um als Endergebnis auch nur eine leidliche Gipfelhöhenkonstanz zu erzielen. Was somit für ein kleineres, in sich gleichmäßig aufgebautes Alpengebiet mit einheitlichem Klima usw. wohl mitwirken mag, verliert sofort an Bedeutung, sowie größere Gebiete in Frage kommen.

Somit müssen wir uns völlig BRÜCKNERS Auffassung anschließen, daß der Taldichtefaktor höchstens die Höhengleichheit von Gipfeln gleicher Gesteinshärte erklären könnte. Die tatsächlich bestehende Gipfelhöhenkonstanz in ungleichartigen Gesteinen ist jedoch unbedingt auf andere Einflüsse zurückzuführen¹⁾.

Auch MACHACEK hat für diese Art der Erklärung die Forderung ausdrücklich gestellt, „wenn Taldichte und Widerstandsfähigkeit der Gesteine nicht allzu verschieden sind“ (Abh. d. k. k. Geogr. Ges. Wien VII, 2, 1908, S. 24 ff.). PENCK (Beobachtung als Grundlage der Geographie, Berlin 1906, S. 20 ff.) scheint für einige Teile der Alpen freilich an anderen Anschauungen festzuhalten.

Ganz ausgeschlossen wäre übrigens ein Einwand, der sich auf eine gleichmäßige Verteilung der tektonischen Intensität stützen wollte, um aus einer primären Antiklinenhöhenkonstanz die gleichen Höhen der heutigen Gipfel abzuleiten. Hier würde ja schon die Existenz vieler Synklinalgipfel in der Höhenkonstanz sich entscheidend entgegenstellen (vgl. später S. 35).

¹⁾ So muß denn auch DALY, trotz seiner ausgesprochenen Vorliebe für die anderen von ihm herangezogenen Erklärungsmöglichkeiten, zugeben: „The peneplain theorie does certainly render the accordance of summit levels among alpine peaks intelligible“, während er die anderen Faktoren nur gemeinsam zu einer composite explanation verwenden will.

Nun entsteht freilich die Frage, weshalb denn die Gipfelhöhenkonstanz der Alpen bisher teils geleugnet, teils mit so sichtlich unzureichenden, untereinander widerspruchsvollen Mitteln erklärt worden ist. Der Grund ist wahrscheinlich der, daß eine einfache und befriedigende Deutung des Phänomens bislang eben noch nicht gefunden worden war. Erst die Penepplaintheorie vermag eine solche zu geben. — Mit voller Entschiedenheit sei deshalb hier betont, daß für die kompliziert gebauten Alpen mit noch weit mehr Recht der Ausspruch von SALISBURY gilt, der sogar von einzelnen gleichartig struierten Schichtköpfen usw. sagt: „In even crested mountain ridges, the highest elevation represents an old base-level, not the original surface, for the outcrop of such rocks as appear in these ridges probably becomes level only at or near the base level stage“.

Somit können wir für die Alpen mit großer Sicherheit aussagen:

Die auffallende Gipfelhöhenkonstanz in den Alpen ist nur erklärbar als ein Rest aus einem früheren Zustande, in dem ihr Gesamtgebiet bis nahe zum damaligen Denudationsniveau abgetragen und eingeebnet war.

Wo also eine gleichmäßige Taldichte sich in den Alpen findet, wäre nachzuprüfen, wie weit dieselbe eine vererbte Folge der alten Penepplainisierung ist: Ursache und Wirkung liegen vermutlich vielfach umgekehrt, als es Brückner will.

b) Im Wallis. Statt einfach das obige nicht unwichtige Resultat, das wir aus der *ex consensu omnium* zu entnehmenden, allgemein verbreiteten alpinen Gipfelhöhenkonstanz und der ersichtlichen Schwäche anderer Erklärungsversuche ableiteten, auf das Wallis zu übertragen, wollen wir zunächst untersuchen, wieweit hier in einem speziellen, wohl vermessenen und kartierten Gebiete eine solche Konstanz nachweisbar ist, wieweit sie an die Gesteinhärte gebunden ist, und ob der gegenwärtige sowie der glaziale Zyklus sie steigert oder aber zerstört. Im letzteren Falle wäre das präglaziale Entstehungsalter ohne weiteres sichergestellt.

Um nicht allzuvielen in Worten auszudrücken, was jede gute Karte von selbst zeigt, will ich nur kurz die beiden Seiten des Gebietes behandeln, welche ARGANDS vorzügliche geologische Kartierung nicht zur Darstellung bringt. Der Hintergrund des Val de Bagnes sowie des Zermatter Tales wären somit hier zu analysieren. Zum Vergleich ist auch das wichtige Montblanc-Massiv herangezogen.

1. Val de Bagnes. Der Arollagneis, der als ein Glied der gewaltigen Überschiebungsdecke der Dent blanche auf flach südwärts fallender Kontaktfläche auf den grauen kalkhaltigen Schiefen des oberen Bagnestales ruht, ist ohne jeden Zweifel recht wesentlich weniger verwitterbar als der genannte graphitführende, wohl sicher jurassische „Bündnerschiefer“. Der Zustand des Moränenmaterials wie die Schroffheit der Gipfformen spricht eine zu deutliche Sprache. So bequem also BRÜCKNERS Erklärung sich zur Deutung der annähernden Konstanz in dem einheitlichen, kurzen, durch sehr unbedeutende Scharfen unterbrochenen Arollagneiszug des Mt. Gelé (3517) heranziehen läßt, so unbequem stellt sich ihr die Tatsache entgegen, daß der Grand Combin (4317), der aus Bündnerschiefer aufgebaut ist, um mehr als 400 Meter das nur 11 km entfernte, in sich bemerkenswert konstante Arollagneismassiv der Ruinette (3879) — Mt. Blanc de Seillon (3871) — Pigno d’Arolla (3801) überragt, welches seinerseits wieder den Zug des Mt. Gelé nahezu um den gleichen Betrag schlägt. Spricht dieser Umstand gegen BRÜCKNERS Erklärung des Phänomens, so scheint er nicht minder auch dessen Existenz zu verneinen. Und doch ist zweifellos eine auffallende Konstanz vorhanden, wenn keine absolute, so doch eine relative. Gerade der Grand Combin, der selbst in der Montblanc-Gruppe fast alle Gipfel überragt und auch nach Osten hin erst von der Dent blanche (4364) erreicht, von Weiß- (4512) und Matterhorn (4505) um 200 m überragt wird, ist ein vorzügliches Beispiel dafür, daß nicht selektive, die Gesteinshärte berücksichtigende Faktoren es sind, die die Höhenlage bestimmen, sondern die Lage des einzelnen Gipfels in einzelnen Elevationsgebieten, die ihrerseits auf oder dicht bei der heutigen Haupt-Wasserscheide gelegen sind. Die Entfernung von dem Elevationszentrum bestimmt die Höhe jedes einzelnen Gipfels in der Weise, daß sich subelliptische Isohypsen der Elevation zeichnen lassen, deren längere Achse der Wasserscheide folgt. Diese Elevationszonen nehmen auf die Gesteinshärte nur äußerst wenig Rücksicht. Sehr lehrreich ist in dieser Hinsicht die Umrahmung des Gletschers von Corbassière, der vom Gd. Combin nach Norden abfließt. Obwohl seine westliche Flanke aus präcarbonem Casannaschiefer, der erheblich härter als der Bündnerschiefer der Ostwände ist, sich aufbaut und dementsprechend die Sekundärwasserscheide zwischen Val de Bagnes und d’Entremont trägt, ist ihr langer gleichförmig hoher Grad keineswegs höher als der entsprechende Ostgrat, mit dem er eine vortreffliche zonare Höhen-Gleichheit

aufweist. So ist denn auch der massige Mt. Vélan (Casannasch., 3555) weniger hoch als die schlanke Tour de Boussine (Bündnersch., 3837), die dem Combingipfel wesentlich näher liegt, und zwar obwohl der Mont Vélan auf der Hauptwasserscheide liegt und die Tour nur ein verlorenes Konterfort (tertiäre Scheide) darstellt. Es ist somit in diesem Teil des Wallis verfehlt, ohne weitere Erklärung schlechtweg von einer Gipfelhöhenkonstanz zu reden, wohl aber ergibt sich, daß eine deutliche Beziehung der Höhen zur Lage der Wasserscheiden besteht, während die starken Gesteinshärteunterschiede nur recht wenig Einfluß auszuüben scheinen. Die Hauptscheide und die sekundären Wasserscheiden sind in ihrer Anlage aber bisher von allen Forschern mit großer Einstimmigkeit in präglaziale Zeit versetzt worden. Somit ist zwar nicht ohne weiteres für die Combingruppe aus einer absoluten Gipfelhöhenkonstanz eine alte Peneplain zu folgern, aber sicherlich ist in der Unabhängigkeit der Gipfelhöhen von der Gesteinshärte und in ihrer Abhängigkeit von fluviatilen Wasserscheiden, d. h. von der Gesamtabdachung der Alpen, ein Hinweis gegeben, daß in irgendeiner präglazialen Phase (spätestens also im obersten Pliocän) die Ausreifung eines Zyklus so weit vorgeschritten war, daß nicht mehr die härtesten Gesteinszüge die Hauptscheide trugen und sogar nicht einmal eine gleichmäßige Gesamtabdachung nennenswert hinderten.

2. Montblanc. Ganz das gleiche Bild zeigt auch die Montblanc-Gruppe, die trotz gewaltiger Zertalung, die bei der beträchtlichen Gesteinshärte und der großen Nähe und Tiefe der zunächst zuständigen Erosionsbasen teilweise zu scheinbar völliger Auflösung des Massivs in isolierte Aiguilles geführt hat, sich geradezu als Musterbeispiel darbietet. Eine Tangentialfläche ist noch immer leicht zu konstruieren, und auch hier zeigt sich in klarer Weise, daß nicht in erster Linie die Gesteinshärte, die ja im Massiv so gut wie gleich ist, die Höhe bedingt, sondern die Lage zur alten Wasserscheide und dem Hauptelevationspunkt, dem weit gegen SW verschobenen Montblancgipfel.

Die orographischen Verhältnisse der Montblancgruppe sind recht eigenartig, insofern die Längsachse keiner Erhebung, sondern vielmehr einer Senke entspricht. Daß die heutige Hauptwasserscheide auf dem Südrande liegt, erklärt sich leicht aus der durchschnittlich um ca. 400 m größeren Tiefe der Erosionsbasis im Val de Chamonix als in den bei Entrèves vereinigten Val Veni und Val Ferret italien. Die

Wasserscheide ist also verlagert, und daran haben der glaziale und postglaziale Zyklus starken Anteil. Ob und wie weit die Präglazialzeit bereits vorgearbeitet hat, ist nicht näher bekannt. Diese Verlagerung erklärt indessen noch nicht das zentrale Becken, das von den äußeren und inneren Aiguilles eingerahmt wird. Hier ist wohl nur die Annahme einer Subsequenzzone im Protogin möglich, die vom Col de la Tour Ronde den oberen Glacier du Géant, den Gl. du Mont Mallet, Gl. de Pierre-Joseph und den Gl. de Talèfre trägt. Auf ihre Existenz wären wohl auch noch die Firnbecken der Gl. d'Argentière, des Améthystes, du Tour Noir, de Saleinaz zu setzen.

RICHTERS Ausspruch (a. a. O. 1900, S. 63/64): „Da ist keine Spur von präglazialen Wasserformen. — Es kann wohl nicht zweifelhaft sein, daß die Zerstörung der Felsen unter der großen Firnhaube des Montblanc verschwindend gering ist. Er kann somit ungemessene Zeiten nahezu unverändert bleiben. Während also der Gipfel des Berges so gut wie unverändert bleibt, wird seine Umgebung erniedrigt und seine eigenen Flanken werden zurückgeschoben. Er muß daher immer dünnleibiger werden. Die Reduktion des Berges von der Seite her bei Erhaltung der Gipfelhöhe wird ihn schließlich so schlank machen, daß sich keine Firnhaube auf seinem Scheitel mehr erhalten kann (Matterhorn). Dann muß natürlich ein rapider Zerfall eintreten“ läßt rückwärts konstruierend nur den Schluß zu, daß seit dem Einsetzen der Eiszeit der Montblanc an Höhe nicht nennenswert verloren hat, daß also seine breite Kuppe präglazialer Entstehung ist¹⁾. Ebenso läßt sich folgern, daß diese Kuppe präglazial bedeutend größere Ausdehnung besaß und daß der eine oder andere der übrigen Hochgipfel der Gruppe früher gleichfalls teils höher, teils breitkuppiger gewesen ist. Nach RICHTERS Aussage ist Wassererosion nicht für die präglazialen Formen verantwortlich zu machen: gemeint kann hier natürlich nur die Tiefenerosion sein. Die breiten Formen deuten somit stark auf Lateralerosion hin, die für irgendeine präglaziale Phase die Existenz einer Peneplain wahrscheinlich machen würde. Diese Annahme wird gestützt durch die Leichtigkeit, mit der eine Tangentialfläche sich konstruieren läßt: wenn wir auf den nord-südlich verlaufenden Quergraten die Punkte bezeichnen, wo sie von

¹⁾ Dieser Auffassung dürften auch DAVIS' Worte (a. a. O. 1898, S. 174) entsprechen: „Mt. Blanc is of dome-like form with a heavy snowcap, not yet sufficiently dissected by valleys to develop sharp peaks.“

den Isohypsenflächen von 3000, 3200, 3400 usw. bis 4800 m geschnitten werden, und diese Schnittpunkte unter sich verbinden, so ergibt sich folgende Figur 1:

Der Steilabfall des breiten, in der Längsachse gestreckten Plateaus wird genügend erklärt¹⁾ durch die glaziale Über-tiefung der Subsequenzzonen von Chamonix und Entrèves. Das Plateau selbst aber muß präglazialer Entstehung sein. Nahe läge es, hier vielleicht mit DALY (Punkt II, 2 seines Schemas) an eine epigenetisch freigelegte, ursprünglich interne Fläche struktureller Art zu denken, die durch das unter ihr

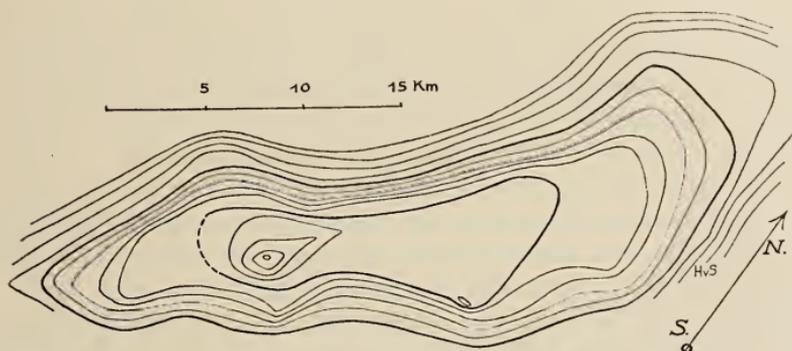


Fig. 1.

Isohypsenkarte des Montblancmassivs.

Die jeweils gleichhohen Punkte der einzelnen Gratrippen sind ohne Rücksicht auf die Täler miteinander verbunden. Der Vertikalabstand der Höhenkurven beträgt 200 m; die Isohypsen von 3000 und 4000 m sind etwas stärker gezeichnet. Zu beachten ist die breite, ebene obere Plateaufläche im Gegensatz zu den steilen Seitenhängen.

befindliche besonders widerstandsfähige Gestein nach ihrer Herauspräparierung längere Zeit konserviert wird. Mit PHILIPPI (a. a. O., S. 311—323) ist die Unmöglichkeit derartiger Pseudopenepains energisch zu betonen:

Im Montblanc-Massiv (wie im thüringischen Schiefergebirge) liegt die Tangentialfläche erstens weit tiefer als die strukturelle Fläche. Zweitens kann eine solche Fläche überhaupt nur dann herauspräpariert werden, wenn sie genau parallel dem Denudationsniveau, und zwar in dessen Höhe, liegt (im Odenwald wird z. B. die Auflagerung des Buntsandsteins auf dem Granit nie als Fläche freigelegt werden). Im Montblancgebiet geht die Tangentialfläche überdies im SW über auf das Mantel-

¹⁾ Wie weit hier nachträgliche Hebung durch Schleppung die alten Synklinen wider reaktiviert hat, ist schwer zu sagen: vgl. hierüber S. 40 ff.

gestein (Micaschistes granulitiques), ist also nicht einmal an ein einziges Gestein gebunden; ferner zeigt die Struktur des Montblanc eine Anzahl von parallelen steilen Antiklinen, also konnte überhaupt keine interne Ebenheit freigelegt werden; drittens ist vermutlich hier — wie übrigens wohl fast überall — der Mantel härter als der Granit (der Montblancgipfel z. B. besteht nicht aus Granit, sondern aus Mantelgestein, analog der Schneekoppe im Riesengebirge), welcher zudem auch keineswegs gleichförmig hart zu sein scheint (Subsequenzzone der „ellipse interne“).

Somit ließe sich die morphologische Entwicklung des Massivs etwa in folgender Weise deuten: Vermöge ihrer tektonischen Höhenlage und der relativ großen Widerstandsfähigkeit ihrer Gesteine trug die Montblanc-Kette zu einer vor der Eiszeit gelegenen Periode die Hauptwasserscheide der Alpen, die von SW her der Hauptachse folgte bis etwa zur Aig. d'Argentière, wo sie über L'Amône zum Mt. Vélan sich hinzog. Die breitrückige Wasserscheide zeigte nur wenige seichte Einschartungen, der Montblanc-Gipfel ragte als Monadnock etwa mehrere 100 m über die Verebnung auf. Von der Wasserscheide nach Norden wie Süden flossen ohne Rücksicht auf die Struktur und Gesteinhärte die Gewässer ab in seniler Indifferenz. Es folgte eine sehr erhebliche Hebung des Gesamtgebietes, die die Erosion neubelebte und dadurch subsequeunte Zonen begünstigte. Die durch größere Weichheit oder Basisnähe bevorzugte Chamonixzone tiefte sich stärker ein als die südliche Veni-Ferret-Zone. Daher begann sich die Wasserscheide gegen Süden zu verschieben. Die rückwärts greifende Erosion der nach Norden abfließenden Bäche eröffnete die Subsequenzzone der „ellipse interne“, und subsequeunte Quelläste nahmen die Stelle südlich von der alten Wasserscheidelinie ein. Die alte gehobene Fläche wurde somit stark zertalt, und nur lange, unzerschartete Querkämme sowie die breiten Kuppen einzelner Gipfel, namentlich des Montblanc selbst, bewahrten ihr Andenken. Die eiszeitlichen Faktoren setzten diesen Prozeß fort und schufen das heutige Landschaftsbild.

Von Interesse ist der kurze, auf der einstigen Wasserscheide gelegene Glacier de la Neuvaz, dem kein präglaziales Erosionstal zur Verfügung stand, und der deshalb, einem Riesenkar gleichend, in Form und Richtung von seinen älteren Nachbarn im Norden und Süden wesentlich abweicht. Seine Entstehung hängt mit der subsequeunte Rückwärtsverlagerung des Col Ferret (von L'Amône bis Les Grépillons über 5 km) zusammen, die (der Höhendifferenz zwischen Entrèves und

Orsières entsprechend) auch postglazial noch weiter fortschreitet.

3. Zermatter Tal. Die beiden Grate, die das Zermatter Tal im Westen und Osten einrahmen, zeigen gleichfalls eine Übereinstimmung der Gipfelhöhen, die jedoch hier weniger von der Lage einer deutlich rekonstruierbaren einstigen Hauptwasserscheide abhängig erscheint, als es am Gd. Combin zu vermuten war. Die ostwestliche Linie, die von der Dt. d'Hérens (4180) über das Matterhorn (4505) zum dreigipfligen Breithorn (4174—4148—4089) und von dort über die Zwillinge (Pollux 4094 und Castor 4230) zum langgestreckten Lyskamm (4478—4538—4366) und dem Gipfelkranz des Mte. Rosa (Balmenhorn 4324, Ludwigshöhe 4344, Parrotspitze 4463, Punta Gnifetti 4561, Zumsteinspitze 4573, Dufourspitze 4638, Nordend 4612) sich als heutige Hauptwasserscheide hinzieht (Fig. 2), ist zwar von einer tiefen Scharte durchschnitten (Theodulpaß 3300), doch ist deren Lage als Folge der Tektonik ohne weiteres begreiflich: Es zeigt sich hier die subsequente Senke, die die Dent-Blanche-Decke ringsum mehr oder weniger deutlich umgibt, naturgemäß besonders akzentuiert, da die homologen und ebenfalls in der genannten Subsequenzzone gelegenen Trogschlüsse von Zermatt und Breuil in glazialer und postglazialer Zeit eine ungemein nahe und tiefe Erosionsbasis darboten, so daß hier die Anpassung an die Struktur einem Reife grad entspricht, von dem die weniger günstig gelegenen Teile des Geländes noch weit entfernt sind. Kurz gesagt, sucht also eine junge Subsequenzzone einen Grat zu durchschneiden, der im übrigen eine bemerkenswerte Höhenkonstanz bei völlig heterogener Struktur zeigt. Diese Höhenkonstanz kann also nur erzielt worden sein, ehe die subsequenten Faktoren, die wir jetzt an der Arbeit sehen, morphologisch einwirkten. Sowohl von der Matterhorn- als von der Mte. Rosa-Seite aus strahlen nach Norden die beiden Seitengrate des Zermatter Tales, die trotz ihrer Trennung durch eben dieses Tal sowie trotz bedeutenden Gesteinsunterschiedes die gleiche Höhenkonstanz unter sich zeigen wie der eben beschriebene vom Theoduljoch zerschnittene Grat.

Die Fig. 3, die recht deutlich die geringe Eintiefung der Scharten zwischen den einzelnen Gipfeln erkennen läßt, zeigt die beiden Talseiten aufeinander projiziert: Ein unbefangener Betrachter würde gewiß weder die Existenz des Tausende von Metern tief eingesenkten gleichfalls eingetragenen Zermatter Tales noch die Tatsache vermuten, daß die (ausgezogene) Westflanke aus dem harten Arollagneis, die (punktierte) Ostflanke

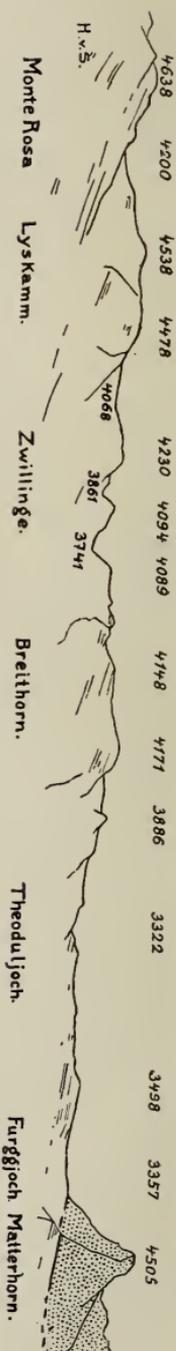


Fig. 2.

Gezeichnet auf Photographie vom Dongipfel (4554 m) aus. Soweit erkennbar sind die Schichtköpfe eingetragen. Die Gesteine des Dentblanche-Masse sind punktiert.

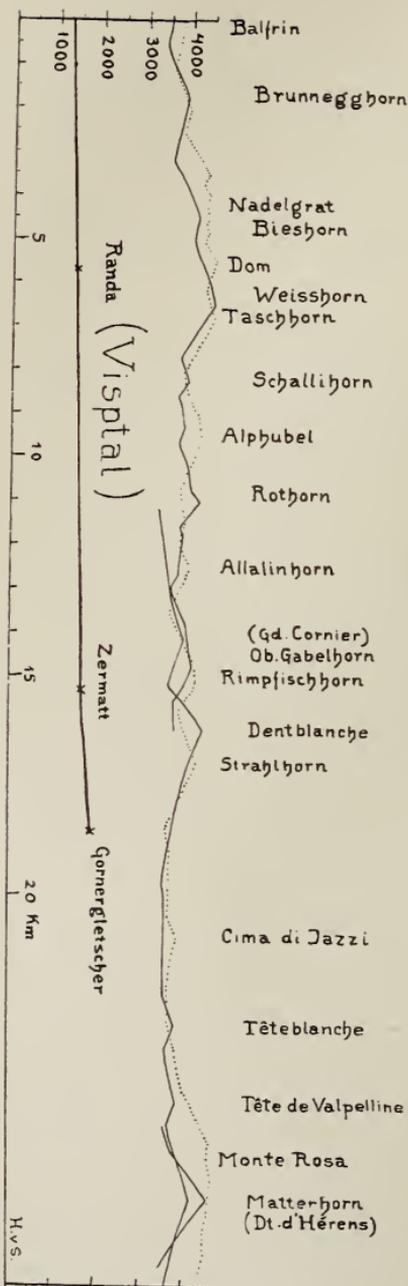


Fig. 3.

Orographisches Profil der beiden Seiten des Zermatter Visptales (nicht überhöht; die tieferen Bergnamen beziehen sich auf die punktierte rechte Talseite). 1 : 200 000. Vgl. Fig. 51

aus weichem und bröckligem Casannaschiefer besteht. Die topographische Karte zeigt deutlich den Härteunterschied, der außer in verschiedenem Habitus der Gipfel (vgl. die Führertaxen!) vor allem auch in dem größeren Abstände des östlichen Wasserscheidekammes von der Taltiefe sich ausprägt (Fig. 4).

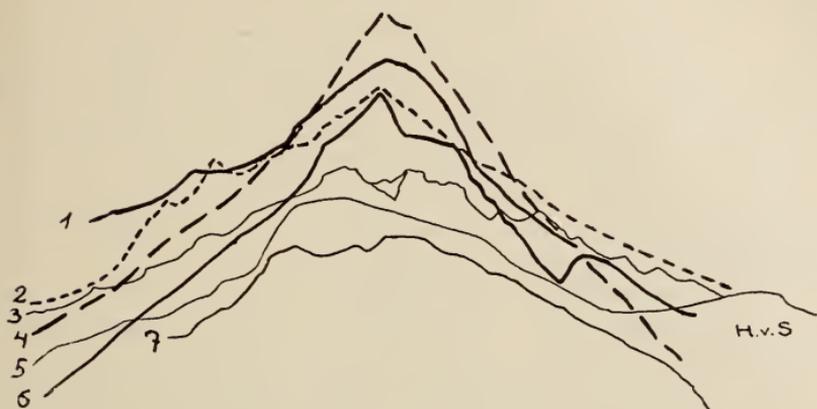


Fig. 4.

Formen einiger Zermatter Gipfel (Zeichnung auf Photographien).

1. Profil der Dentblanche, 4364 m (vom Zinalrothorn, 4223 m, phot. Sella).
2. Profil des Weißhorns, 4512 m (vom Zinalrothorn, 4223 m, phot. Sella).
3. Profil der Mischabelgruppe, Täschhorn, 4498 m, und Dom, 4554 m (vom Rimpfischhorn, 4203 m, phot. Sella).
4. Profil des Dent d'Hérens, 4180 m (von der Tête de Valpelline, 3813 m, phot. Wundt).
5. Profil des Alphubels, 4207 m (vom Rimpfischhorn, 4203 m phot. Sella).
6. Profil des Matterhorns, 4505 m (vom Col d'Hérens, 3480 m, phot. Sella).
7. Profil des Monterosa, 4638 m (vom Rimpfischhorn, 4203 m, phot. Sella).

Die Gipfel 1, 2, 4, 6 gehören der Dentblanchedecke an, die gerundeteren Formen von 3, 5, 7 der östlichen Talbegrenzung. Vgl. Tafel I, 1—3,

Als Resultat ergibt sich uns somit für diesen Teil des Wallis:

Die Gipfelhöhen zeigen eine vorzügliche Konstanz, die vom Gesteinscharakter unabhängig ist. Die einzige bedeutendere Eintiefung in die Tangentialfläche liegt in besonders weichem Gestein und an besonders exponierter Stelle. Diese Abweichung ist vielleicht ihrer ersten Anlage nach präglazial, sicherlich aber in ihrem heutigen Umfange erst glazialer und postglazialer Entstehung. Nach dem Einsetzen der Eiszeit mußten alle erosiven Faktoren durch ihr selek-

tives Vorgehen die Gipfelhöhenkonstanz zerstören. Diese Konstanz ist also präglazialer Entstehung. Eine Beziehung zu einer alten Hauptwasserscheide ist aus der Gesamtabdachung der Tangentialfläche nicht zu erkennen. Für die Landschaft zu irgendeiner vor dem Einsetzen der Eiszeit gelegenen Phase ist somit eine fast völlige Verebnung anzunehmen, die einer nahezu völlig bis zum Denudationsniveau herabgeschliffenen Peneplain entspricht. Dieses Resultat ist somit zwar dem Grade nach etwas, der Art nach indessen in keiner Weise unterschieden¹⁾ von den Schlußfolgerungen, die Montblanc- und Combin-Massiv zu ziehen gestatteten. Zusammengefaßt läßt sich somit über die Gipfelhöhenkonstanz in ihrer Beziehung zur präglazialen Morphologie des gesamten Wallis sagen:

Vor dem Einsetzen der Eiszeit zeigte das Wallis eine noch viel ausgeprägtere Gipfelhöhenkonstanz als gegenwärtig. Die Gipfelhöhen waren — und sind — vom Gesteinscharakter so gut wie völlig unabhängig, zeigten jedoch eine gewisse Abstufung nach ihrem Abstand von der Hauptwasserscheide, die an verschiedenen Stellen verschiedenen Charakter zeigte: Schmalere rückenartige Partien wechselten mit ausgedehnten Plateaugebieten. Dieses Rekonstruktionsbild entspricht dem einer Landschaft, die in ihrem vorletzten Hauptzyklus so völlig verebnet war, daß ihre Wasserscheiden nicht nach Maßgabe der Gesteins Härte, sondern der Basisferne orientiert waren, und deren laufender, durch eine Hebung eingeleiteter Zyklus die alte Peneplain noch nicht so weit zerstören konnte, daß nicht, zumal in basisfernen Gebieten, eine bedeutende Konstanz der Gipfelhöhen erhalten blieb.

In den folgenden Abschnitten wird zu untersuchen sein, ob unabhängig von dem hier gewonnenen Resultat auch die anderen morphologischen Einzelzüge zum gleichen Schluß führen, bzw. welche Modifikationen sich ergeben.

II. Erhaltene Flächenstücke.

Angesichts der starken Individualisierung der Einzelgipfel in den Westschweizer Alpen scheint es recht aussichtslos zu sein, nach erhaltenen Flächenstücken zu suchen, die die Existenz einer alten Verebnung beweisen könnten. In der Tat ist ja die gewaltige Taltiefe der Gegenwart wenig geeignet, um selbst an der Hauptwasserscheide noch Ebenheiten erhoffen

¹⁾ Welche anderen Faktoren hier differenzierend eingegriffen haben dürften, wird später zu untersuchen sein; vgl. unten S. 34,35.

zu lassen. Postglazial ist jedenfalls kein erosiver Faktor vorhanden, der eine lokale Verebnung so hoch über dem Denudationsniveau herbeiführen könnte. Anders steht es mit den glazialen Faktoren: NUSSBAUM (S. 71—73) läßt als Endstadium des glazialen Zyklus eine Landschaft entstehen, in der „die Karböden über dem Trogrande zu einer höckrigen, aber ausgedehnten Terrasse zusammen verschmelzen. Wenn dieser Prozeß der gänzlichen Abtragung der Seiten- und Rückwände bei mehreren Karen einer Berggruppe eingetreten ist, so erheben sich die ehemals durch scharfe Grate miteinander in Verbindung gewesenen Karlinggipfel als schmale vereinzelte Zacken, Stöcke und Hörner über die weitausgedehnten Firnfelder und Hochflächen empor, wie dies in besonders typischer Weise beim Matterhorn der Fall ist. Aus den Karen sind verfirnte Hochflächen vom Charakter der Plaine morte am Wildstrubel entstanden, die sich mehr und mehr ausdehnen.“

Diese Verebnungsursache würde somit weit unter dem Niveau der Gipfelhöhenkonstanz Flächenstücke entstehen lassen, die der Zerschneidung durch die hängenden Nebentäler der Gegenwart ausgesetzt sind. Um nun ein Kriterium zu gewinnen, wie eventuelle präglaziale Verebnungen von diesen glazialen Reifeformen zu unterscheiden sind, ist vor allem daran festzuhalten, daß nur im Niveau der Gipfelhöhenkonstanz liegende Flächenreste sicher präglazialer Entstehung sein müssen¹⁾. Derartige Flächen sind in den

¹⁾ Scharf zu trennen von der Tangentialfläche der Gipfelhöhen, die an Einheitlichkeit durch die Faktoren des glazialen bzw. postglazialen Zyklus mehr und mehr verliert, sind die beiden anderen tieferen, von RICHTER (a. a. O. 1900, S. 76—80) beschriebenen Verebnungsniveaus, die fortgesetzt an Fläche seit dem Einsetzen der Eiszeit bzw. deren Abklingen gewinnen. Das relativ höhere dieser beiden Niveaus stellt sich als die Konfluenzfläche der Karböden dar; das tiefere wird durch die Obergrenze der Schutzwirkung der Vegetationsdecke gebildet. Also sowohl die über ein der Höhe entsprechendes Normalmaß hinaus verstärkten Angriffe der Atmosphärien in der allerobersten Region als die infolge verstärkter Schutzwirkung entsprechend verringerte Abtragung in der Wiesen- und Waldzone „bedeuten gewaltige Absätze“ und somit Ausnahmen von der Regel von der der Höhe proportionalen Zunahme der Verwitterungstendenzen. Für unser Problem fällt die verebnende Einwirkung der Vegetationsgrenze fort. Auch die „Abtragungsebene der eiszeitlichen Schneegrenze“, wie RICHTER das höhere Niveau bezeichnet, ist mit der Gipfelhöhenfläche nicht zu verwechseln. Zwar hat bereits RICHTER darauf hingewiesen, daß „bei den jetzt noch vereisten Kämmen eine doppelte Abtragungsebene“ sich findet: eine untere eisfreie Karzone, der alten Eisstromhöhe (also nicht der eiszeitlichen Schneegrenze) entsprechend, und eine höhere Gletscherkarzone (welche nach RICHTER der heutigen Schneegrenze entspricht),

Südalpen bereits bekannt geworden. Hier sei nur erinnert an BRÜCKNERS Worte: „In den Vordergrund tritt die weit ältere tertiäre Landoberfläche, die in den verkarsteten Plateaus des Ilovca-Waldes und des Mesnovec vrh vorliegt. In sie vor allem ist das Tal der Wochein eingesenkt. Diese ältere Landoberfläche schwingt sich in Flächen, deren wilde Verkarstung mit wachsender Erhebung zunimmt, empor zu den Höhen des Kanjavec (2570 m) und Triglav (2863 m). Die hochliegende alte Landoberfläche hat, soweit sie in der Eiszeit über der Schneegrenze lag, glaziale Züge aufgeprägt erhalten: so sind Kare in die Rücken, die sich herausgehoben, eingefressen worden. Glaziale Formen treten hier mit Karstformen in Kombination, während auf den tieferen unvergletschert gebliebenen Hochflächen des Mesnovec die Karstformen allein herrschen“ (P. Br. III, S. 1055). Sicherlich sind Kalkgebiete am besten geeignet, alte Verebnungen zu bewahren, weil der Karstzyklus mit seiner unterirdischen Abtragung Flächenreste weit besser zu konservieren vermag als der normale fluviatile Zyklus. Da aber im Wallis uns so günstige Gesteinsbeschaffenheit nicht zur Verfügung steht, würde die Kombination der nächstgünstigen Erhaltungsfaktoren: Basisferne und hartes Gestein aufzusuchen sein. Wir haben uns also die Frage vorzulegen: lassen sich im Wallis Flächenreste im Niveau der Gipfelhöhen auffinden, die durch glaziale Karverbreiterung nicht erklärbar sind, und deren Vorhandensein durch Lage und Gesteinscharakter genugsam erklärt ist, so daß nicht etwa ihr überwiegendes Fehlen jeder morphogenetischen Folgerung sich entgegenstellt?

In drei Typen lassen sich derartige Relikte denken: als Einzelgipfel von besonders breiter, massiger plateauartiger Form; als unzerscharteter einheitlicher Grat; als größeres Plateau. Bei letzterer Form wird man allerdings wohl meist einen gewissen Grad von Unebenheit mit in den Kauf nehmen müssen: Einmal dürften basisferne Gebiete aus besonders hartem Gestein selbst in recht ausgereiften Peneplains noch gewisse Wellungen bewahren, und dann ist die geforderte Lage in Gipfelhöhe bei der Tiefe der Trogschlüsse der über-

Doch ragen in den Walliser Alpen alle die Gipfelsockel, die am Mte. Ro a, an der Serpentine usw. sich finden, hoch über diese Flächen auf. In unserem Gebiete ist der glaziale Zyklus so wenig zur Ausreifung gelangt, daß nur erst an einzelnen Pässen (z. B. nach NUSSBAUM am Col de Chermontane 3084) sich solche tieferen Verebnungen finden, die somit Punkt II, 3 in DALYS Schema entsprechen. Punkt II, 4 „influence of the forest cap“ kommt für unser Gebiet demnach erst recht nicht in Frage.

tieften Täler zu stark glazialer und postglazialer Zerstörung ausgesetzt. Die Pyramidenform des Gipfels ist darum die weitaus häufigste selbst in den Gebieten der Wasserscheiden erster und zweiter Ordnung. Somit wäre als eine bescheidene Art der Realisierung des dritten Typs von erhaltenen Flächenresten schon die Tangentialfläche der Gipfelhöhenkonstanz hinzuzunehmen, zumal deren erhebliche Ausdehnung die starke Zerstückelung weniger empfinden läßt. Von sonstigen größeren wohl erhaltenen Flächenstücken mehr sichtbarer Art ist im Wallis so gut wie nichts mehr vorhanden, nach dem Gesagten ja auch wohl nicht zu erwarten. Nur das Serpentine-Plateau wäre (außer dem Montblanc) zu nennen, das weiter unten besprochen wird. Gipfelformen von plumper, massiger plateauartiger Form finden sich hingegen in großer Anzahl. In erster Linie ist der bereits im vorigen Abschnitt besprochene Montblanc zu nennen; ihm gleicht in dieser Hinsicht der Gd. Combin mit seinem riesigen Gipfelplateau, der Mt. Vélan, der Alphubel, das Brunnegghorn usw. Die unter die Tangentialfläche zurücktretenden Gipfel flacher Form wie Tête Blanche, Mt. Faudery usw. bleiben in dieser Hinsicht außer Betracht, ebenso die in bezug auf ihre Höhenlage zur Tangentialfläche zweifelhaften Gipfel wie Mt. Collon, Tête de Valpelline, Petit Combin, die Gipfel im SW des Mt. Blanc (cf. DUPARC-MRAZEC, S. 12) u. a. Die Gipfelformen beweisen somit streng genommen weder etwas für noch gegen eine einstige Verebnung, wenn auch der Umstand, daß gerade die höchsten Gipfel jeder Gruppe (Montblanc, Combin, Mte. Rosa) eine massige Form haben, zu denken gibt.

Weit wichtiger ist als Argument die dritte Art der Erhaltung von Flächenresten: der lange, gleichhohe, von keiner tieferen Scharte zerrissene Grat. Diese Grate würden direkt ein Charakteristikum des Wallis abgeben, wenn sie nicht in allen Hochalpengegenden wiederkehrten. Immerhin ist ihre Entwicklung hier sehr ausgeprägt und vom Gestein unabhängig. Diese Grate gehen insofern über die Beweiskraft der bloßen Gipfelhöhenkonstanz hinaus, als ihre in allen Himmelsrichtungen gestreckten Firstlinien noch viel schärfer auf die Tangentialfläche hinweisen als isolierte Einzelgipfel. Einige Beispiele mögen zeigen, daß im Wallis Gesteinswechsel oft gar keinen Einfluß auf die Grathöhen hat (Fig. 4):

Der Bouquetin 3484 ist durch eine Senke von 3348 m vom Pigne de l'Allée 3404 getrennt. Vom Col de l'Allée 3150 folgen nach Norden die Höhenquoten 3195, 3165, 3176 im

harten Arollagneis, worauf der Grat auf die subsequeute Senke mit einer sehr geringen Einsattelung auf 3095 m reagiert, und die Quoten 3198, 3316, 3145 liegen alsdann in den überaus bröckligen jurassischen „Schistes lustrés“. Dieser weit nördlich vorgeschobene Grat entspricht der dieser Zone zukommenden Höhenkonstanz. Im Zentralgebiet ist der NS-Zug vom Nadelgrat über den Dom zum Strahlhorn ebenso wie der OW-Kamm vom Breithorn zum Lysjoch zu nennen: Beide tragen Gipfel, die Schichtköpfen der die Gneiskuppel des Mte. Rosa

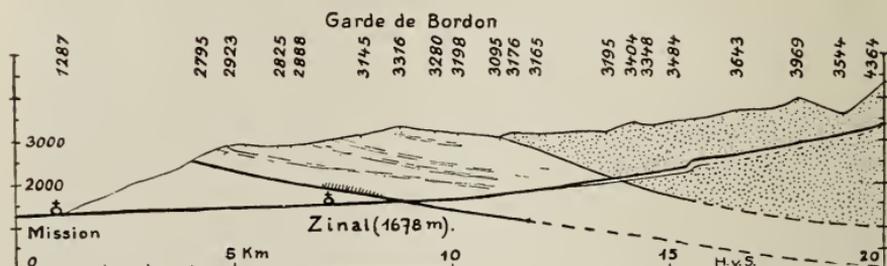


Fig. 5.

Profil des Val d'Anniviers

von Mission (Gabelung des Val de Moiry und des Zinaltales) zur Dentblanche 4364 m. (Gd. Cornier 3969; Bouquetin 3484; Pigne de l'Allée 3404; Col de l'Allée 3198; Col de Sorebois 2825; Arreta de Sorebois 2923 m). Der Casannaschiefer wird bei Zinal von permokarbonem Quarzschiefer (gestrichelt) und den grünschieferreichen „Schistes lustrés“ (Jura) normal überlagert. Darauf folgt der (gepunktete) überschobene Arollagneis der Dentblanchedecke. Das Längsprofil des Zinaltales ist bis herauf zum Col Durand. 3474 m, eingezeichnet. 1:200 000. Vgl. Figur 3!

überdeckenden periklinalen Schiefer entsprechen. In gleichem Gestein ist die geringe Zerschertung der Grate noch auffälliger: Als besonders gut ausgeprägt seien hier genannt der Grat von der Ruinette 3879 zum Mt. Blanc de Seillon 3871, der auf 2 km Länge nur auf 3700 m absinkt, sowie der Zug von der Aig. du Géant zu den Gdes. Jorasses, der Droites-Grat usw.

Gilt für die Züge aus gleichem Gestein schon SALISBURYS Ansicht „in even crested mountain ridges, the highest elevation represents an old base-level“, so ist für eine Vielheit von verschieden orientierten gleichhoch bleibenden Graten aus verschiedenem Gestein erst recht nur eine frühere Totaleinebnung des Gebietes als Ursache annehmbar.

Ein letzter Punkt ist hier noch zu nennen, der sich in das Gesamtbild wohl einfügt: Manche Gipfelgruppen stehen auf einer sehr hohen gemeinsamen ebenen Basis, die oft beträchtliche Dimensionen annehmen kann. Hier wäre in erster

Linie das Lysplateau zu erwähnen, dessen Größe und monotone Gleichförmigkeit im Nebel selbst ortskundigen Führern (Proviandträger des Mte. Rosa-Observatoriums!) wiederholt verhängnisvoll geworden ist, und über dessen ca. 4300 m hohe Fläche Vincenzpyramide, Ludwigshöhe, Balmhorn usw. nur als sanfte niedere Hügel aufsteigen. So ist es denn möglich, ohne je unter 4200 m herabzugehen, vom Lyskamm bis zum Nordend 12 Gipfel des Mt. Rosa-Zuges zu besteigen!

Mit Zuhilfenahme des Mte. Rosa-Observatoriums für die Nacht sind in dieser Weise in zwei aufeinanderfolgenden Tagen tatsächlich 10 dieser Gipfel bereits bestiegen worden, davon 7 innerhalb von 18 Stunden (vgl. v. MARTIN a. a. O. und DYHRENFURTH a. a. O.).

Ebenso liegen auf dem Serpentineplateau Ruinette 3879, Mt. Blanc de Seillon 3871, Serpentine d'Arolla 3780, Serpentine de Breney 3691, Pigno d'Arolla 3801, Portons 3663 vereinigt, und der Col de Serpentine ist mit 3546 m der tiefste Punkt dieser über 14 qkm großen Ebenheit, die wohl das schönste Walliser Beispiel eines flächenhaften Restes der alten Penepain darstellt, das freilich durch glaziale Faktoren an Höhe und Einheitlichkeit verloren hat. Daß gerade hier ein solcher Rest sich relativ noch erhielt, erklärt sich durch die Härte des Arollagneises und den präglazialen Verlauf der Hauptwasserscheide. Somit schließt auch dieser Abschnitt mit dem Ergebnis: Nur eine einstige, vor Einsetzen der Eiszeit entstandene sehr stark ausgereifte Verebnung erklärt die Formen und Höhenverhältnisse der Gipfel und Grate im Wallis, wenn auch eigentliche Flächenreste nicht mehr recht erhalten sind.

Daß in anderen Teilen der Alpen, z. B. im Wochein-Gebiet, Dachstein usw., ausgedehnte und z. T. noch mit tertiären Flußschottern bedeckte Flächenreste vorliegen, wird in der Zusammenfassung am Schluß dieser Arbeit eingehend zu würdigen sein (S. 64,65).

III. Richtungen und Richtungsänderungen der Flußtäler.

So gleichförmig auch alle die dem Rhôneal zwischen Martigny und Brig von Süden her zuströmenden Gewässer demjenigen erscheinen, der in ihnen lediglich mit glaziologischem Interesse wandert, so verschiedenartig erscheinen sie dem geologischen Beobachter. Zwar fügen sich auch ihm die Täler von Hérens (mit der Gabel von Hérémente), von Anniviers (mit dem Val de Moiry) sowie von Tourtemagne einheitlich

in ein gemeinsames Schema, und in den Tälern der Zermatter und Saaser Visp wird er gewisse Analogien zu den Drance-tälern des Val d'Entremont und Val de Bagnes entdecken; aber die inneren Unterschiede zwischen der ersteren und der letzteren Gruppe müssen sich ihm durch alle äußerlichen glazialen Konvergenzen hindurch als so bedeutsam darstellen, daß ihm die morphogenetische Erklärung ihrer Besonderheiten zu einem anziehenden Problem sich gestalten wird (Fig. 6,7).

Zwischen Sion und Gampel gilt von den Tälern die kurze Beschreibung C. SCHMIDTS:¹⁾

„Am Ausgange der Täler treffen wir auf die Carbonzone Simplonhospiz-Chippis-Großer St. Bernhard, die nordöstlich von Bagne südwärts von dem triadischen Zug: Quarzit und Pontiskalk begleitet wird. Im Mittelstück der Täler herrschen die Gesteine vom Typus der Casannaschiefer, der Zone des Großen St. Bernhard angehörend. — Auf den Kämmen zwischen Val d'Hérens, Val d'Anniviers und Turtmanntal finden wir über den Casannaschiefern an den Becs de Bossons, an der Bella Tola und am Roc de Budri noch Reste der die krystallinen Schiefer in normaler Lagerung bedeckenden Triasgesteine. Südwärts bei Zinal und bei Evolena erreicht diese Decke den Talgrund, und unter ihr tauchen die krystallinen Schiefer in die Tiefe. — Die über der St. Bernhard-Zone im Hintergrund der Täler des Unterwallis zur Tiefe tauchenden Bündner Schiefer werden südwärts überlagert von den Arollagneisen der Dent Blanche-Masse“ (a. a. O. 1907, S. 550/51).

Für die Hydrographie entnehmen wir diesen Worten, die mit allen bisher veröffentlichten Karten und Profilen sowie meinen-eigenen Beobachtungen im Einklange stehen, die wichtige Tatsache, daß die genannten Täler ohne Rücksicht auf die sie rechtwinklig kreuzenden mannigfaltigen tektonischen Zonen ihre Richtung verfolgen. Und zwar nehmen sie ihren Ausgang in dem tektonisch jüngsten Teil der Schichtserie, dessen präcambrische (?) Gneise durch die nach der Dent Blanche benannte Überschiebung eine pseudostratigraphische Stellung über dem Jura der Bündner Schiefer einnehmen. Von dort

¹⁾ Um nicht von vielverbreiteten Profilen C. SCHMIDTS, die von den Schweizer Exkursionen her den Lesern dieser Zeitschrift zudem besonders vertraut sein dürften, ohne Not zu sehr abzuweichen, habe ich die Zeichnung von Figur 6 im wesentlichen der älteren Auffassung angeschlossen, für meine Darstellung war ja die Struktur des tieferen Untergrundes ziemlich gleichgiltig. Umsomehr muß ich aber ausdrücklich bemerken, daß alle eigenen Beobachtungen mich völlig (mit einziger Ausnahme in der Frage des Mt. Dolin) zu einem Anhänger ARGANDS gemacht haben, wie ich auch in mündlicher Aussprache feststellen konnte.

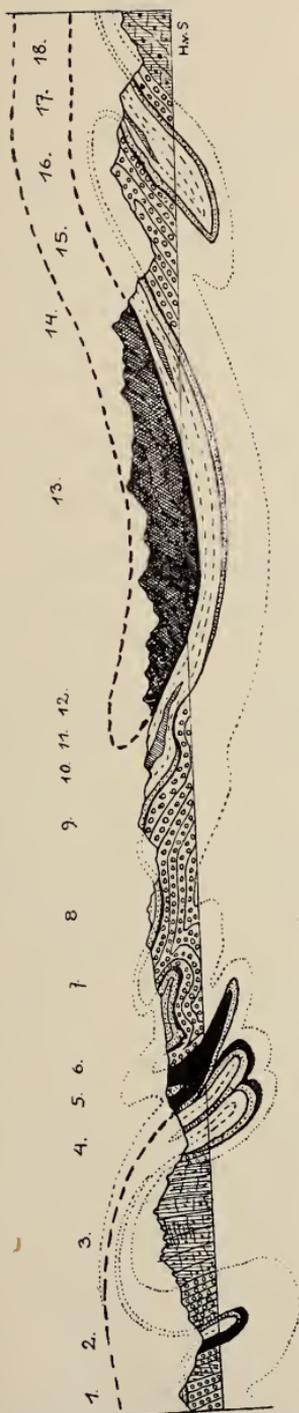


Fig. 6.

Schematisch-tektonisches Profil der Walliser Alpen (nach C. SCHMIDT).

Die Figur enthält folgende Motive: 1. Aigs. Rouges, Mt. Buet, autochthone Basis der Dents du Midi, Hockenhorn, Titlis, Spannort; 2. Täler von Chamoniix, Forclaz, Trient; 3. Montblanc, Catogne (Aarmassiv); 4. Ferretal, Rhône-Rheintal; 5. Sixblanc; 6. Chippis (Gotthardmassiv); 7. Hérémençe; 8. Bella Tola, Becs de Bossons, Roc de Budri, Tounot; 9. G.d. Combin, Pt. Combin; 10. Diablons, Mt. Rouge de Gietros, Mt. Avril; 11. Col Fenêtre, Col du Mt. Rouge, Col de Seillon, Furggjoch, Biesjoch (darunter Coupole de Boussine, C. de Ollomont); 12. Ruinette, Mt. Blanc de Seillon, Mt. Gelé, Weißhorn (nördl.); 13. Dentblanche; 14. Weißhorn (östl.), Unter-Gabelhorn, Matterhorn, Dt. d'Herens (südl.); 15. Zermatter Tal, Valtournanche, Val St. Barthélémy, oberes Val Ollomont, Theoduljoch; 16. Dom, Lyskamm; 17. Zermatt-Saaser Mulde mit Eginerhorn, Rimpfischhorn (Alagnamulde mit Corno Rosso d'Olen); 18. Saastal mit Almagellhorn. — Die ortsfremde Dentblanchedecke (Kreuzschraffur) ruht auf jurassischem Glanzschiefer mit (schraffierten) Grünschieferlagen. Darunter folgt (gepunktet) die Trias, die vom Casanasschiefer (Kreuzschraffur) z. T. durch Carbon (schwarz) getrennt ist. Almagellhorn und Montblanc (über den die Schubläche der Außenranddecken hinweggeht) bestehen aus Granit bzw. Orthogneis.

fließen die Bäche durch diesen südlich fallenden Jura (sowie die Trias) über eine nordwärts überliegende Antikline prä-carboner Gneise in nordfallende Trias (teilweise auch Jura, z. B. zwischen Gampel und Visp) zu der steilgestellten Folge von Sätteln und Mulden weicher Carbonschichten, die das Rhônetal hier zu seinem Bette verwendet hat. Rechte und linke Talflanken gleichen sich somit jeweils spiegelbildlich. Das gleiche gilt entsprechend auch von den kleineren Tälern, die auf der Rosa Blanche (Val de Nendaz), den Bacs de Bossons (Val de Rechy), dem Schwarzhorn (Vincenztal), d. h. bereits auf dem flachen, teilweise mit Trias und Jura bedeckten Südschenkel der Antikline des präcarbonen Gneises entspringen.

Der zweite Typ der Wallistalungen umfaßt die unter sich wieder stark verschiedenen Visp- und Drancetäler. In den einzelnen Trögen dieser Serie lassen sich Abschnitte finden, die völlig dem zuvor beschriebenen Typ entsprechen; z. B. zeigt von Chable über Mauvoisin, und hinein ins Nebental von Giétroz, das Val de Bagnes eine auffallende Analogie mit dem Val d'Anniviers, oder die Drance d'Entremont von Liddes über Bourg St. Pierre ins Valsorey mit dem Val de Nendaz, das ja auch schon etwas schiefwinklig die tektonischen Zonen durchschneidet. Ebenso entspricht auch das Zermatter Visptal von Visp bis oberhalb St. Niklaus diesem Val de Nendaz, wie auch das Saaser Visptal bis Saas. Aber die andern Laufstücke zeigen ein erheblich abweichendes Gepräge. Der Unterlauf des Val de Bagnes von Martigny-Brocard bis Chable kreuzt nahezu rechtwinklig die aufrechte Antikline des Montblancgranits, zu der sie quer über die eingepreßten Jurasynklinen der Ferretzone gelangen, die das Montblancmassiv von den nordwestlich überkippten Carbon-Syn- und -Antiklinen trennt, die als Zone des Briançonnais vom Rhône- ins Isèretal sich hinziehen. In völlig gleicher Weise kreuzt der Talzug, der von Liddes über Orsières und den Lac Champex nach Martigny-Brocard sich hinzieht, rechtwinklig die genannten Zonen. Diese Zonen trifft auch der vereinigte Unterlauf der Saaser und Matter Visp unterhalb von Stalden an, wo sie freilich etwas ausgedünnt erscheinen: Dicht unterhalb von Stalden erscheint steil nordfallendes, ausgewalztes Carbon in schmalen Streifen als Unterlage der Schistes lustrés der Ferretzone, die bis zur Rhône hin von der Visp quer durchtalt wird.

Das Grundprinzip der Anlage dieser Täler steht somit in bester Übereinstimmung mit der erstgeschilderten Talgruppe: Unbekümmert um die Struktur laufen die Flüsse quer

zum Streichen harter und weicher Schichten. In starkem Gegensatz hierzu aber befinden sich die Talzüge des Schweizer Val Ferret, des oberen Val d'Entremont und der Rhône selbst, die ihrerseits mit dem Tal des Trient, der oberen Arve, dem italischen Val Ferret verwandt erscheinen. Von Liddes aus südwärts zieht zum Gd. St. Bernard sowohl das Entremonttal parallel zum Streichen im präcarbonen Casannaschiefer ¹⁾, als die Combe de La dem schmalen Triaszug entlang, der dem weichen Carbon eingelagert ist. Der Zug des Val Ferret gehört dem subsequenten Talgürtel des Montblanc an, der ringsum den Granit umfaßt und im Süden vom Col de la Seigne bis Entrèves als Allée Blanche (bzw. Val Veni), von Entrèves bis zum Col Ferret und von dort über l'Amône, Orsières nach Sembrancher als Val Ferret sich hinzieht, um im Norden von Martigny über die Forclaz bis zum Col de Balme und weiter als Arve bis Les Houches unterhalb von Chamonix zu verlaufen. Von Les Houches bis zum Col de la Seigne ist der Talgürtel zwar weniger ausgeprägt, aber doch im Nant Borrant-Col du Bonhomme-Col des Fours-Torrent des Glaciers deutlich genug markiert. Das Tal der Rhône selbst ist zwar nicht völlig an eine stratigraphische Einheit des Gesteins gebunden, folgt aber doch von Mörel (oberhalb von Brig) bis Saxon (bei Martigny) so völlig dem Zuge weicherer Gesteine, daß an keiner Stelle dieser über 70 km langen Strecke der Fluß auf präcarbonem Gestein fließt, obwohl er zwischen Jura, Trias und Carbon reichlich abwechselt. Der untere Trient hat seine berühmte postglaziale Klamm am Rande der relativ weichen Carbongesteine einer prätriadischen Syncline eingeschnitten, die auch für das präglaziale Tal (Finhaut-Salvan) bereits richtunggebend war.

Wir haben in diesen Tälern somit einen völlig anderen morphogenetischen Typ vor uns, der gegenüber der erstgeschilderten indifferenten Entwässerung eine deutlich subsequente Anlage zeigt, d. h. sich an das Ausstreichen weicherer Gesteine bindet. Gemeinsam ist dem indifferenten wie dem subsequenten Typ die völlige Vernachlässigung der Tektonik im engeren Sinne: Synklinen und Antiklinen werden in keiner Weise berücksichtigt.

Weitere Vertreter dieses eigentlichen Subsequenztyps in unserem Gebiete sind u. a. der Otemmagletscher und das

¹⁾ Daß hier eine subsequente Zone vorliegt, beweist die Combe de Verségère, die in genau der gleichen Zone etwas weiter nördlich gleichfalls in etwa 6 km Länge eingeschnitten ist.

Valpelline, während zahlreiche Beispiele der — im weiteren Sinne gleichfalls subsequenten — Schichtstufenrandflüsse die Umrandung der Deckscholle der Dent Blanche-Masse bildet. Diese Subsequenzzone ist bereits früher erwähnt worden. Vom oberen Val de Bagnes, Col de Fenêtre, oberen Val d'Ollomont, dem untersten Valpelline (von Gignod bis Aosta), dem unteren Val St. Barthélemy, dem oberen Val Tournanche, dem Theodulpasse, Zmutttale und Matternisptale von Zermatt bis Randa ist in großen Linien die Grenze der

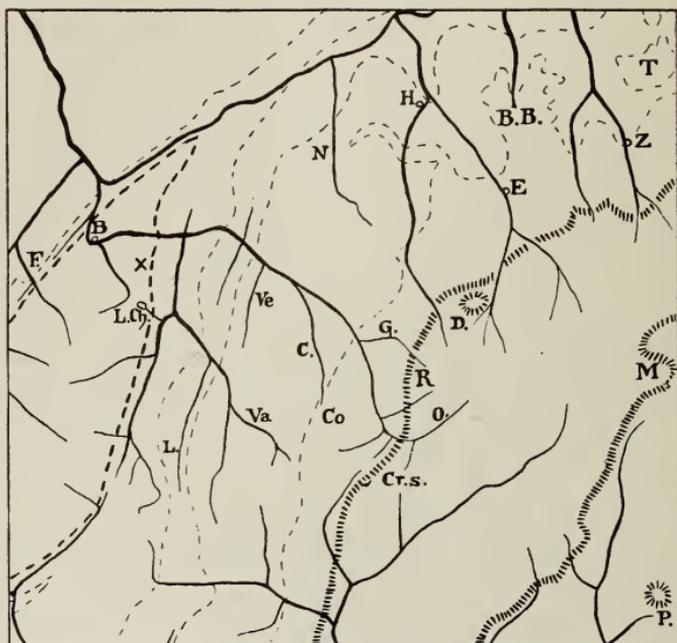


Fig. 7.

Skizze der heutigen Entwässerung der Walliser Alpen. Für die Zeichenerklärung vgl. Figur 8. (L. Ch. Lac Champex, O. Otemma gletscher, Cr. s. Col de Crête sèche, F. Col de la Forclaz, C. Corbassièregletscher, P. Mt. Pillonet, D. Mt. Dolin, G. Gietrozgletscher, L. Combe de La, Ve. Versegère, Va. Valsorey, B. Martigny-Brocard, H. Hérémente, Z. Zinal, X. Catogne, N. Val Nendaz, B. B. Becs de Bosson, T. Tounot, E. Evolena, R. Ruinette, M. Matterhorn, Co. Gd. Combin.)

Decke klar aus der Topographie abzulesen. Bis in subtile Einzelheiten läßt sich diese Zone verfolgen, indem auch an den nicht zertalten Stellen des Deckenrandes wenigstens eine „Zone des Cols“¹⁾ sich findet. Da die Unterlage der Schistes

¹⁾ Die bekannte „Zone des Cols des Préalpes“ am Col Pillon usw., welche den südlichen Schichtstufenrand der Chablais-Hornfluh-

lustrés allenthalben unter dem Arollagneis einfällt, ergeben sich überall die gleichen typischen Profile.

(Nur selten ist eine Einlagerung der Unterlage (?) härter als Arollagneis, so daß andere Formen entstehen wie an dem Gabbro der Aiguilles Rouges d'Arolla. Ebenfalls selten sind Schichtrandtäler auf der präcarbonen Unterlage, wie etwa das Tal des Durnand).

Die beiden so verschiedenen Tendenzen der Entwässerung können ebensowenig gleichzeitig ent-

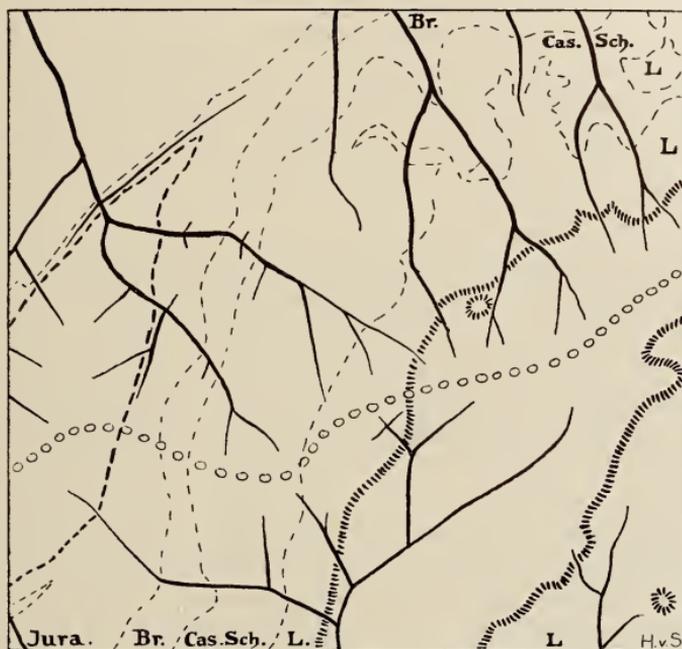


Fig. 8.

Skizze einer früheren Entwässerung der Walliser Alpen. Die Lage der alten Wasserscheide ist durch eine Kreislinie angedeutet, die Dentblanchedecke (stark quergestrichelt) und das krystalline Montblanc-Massiv (stark längsgestrichelt) sind eingetragen. Die jurassischen Schistes Lustrés (L.) der Unterlage der Decke, die Casanneschieferzone, die carbon- und triasführende Zone des Briançonnais (Br.) und der Jura des Val Ferret-Zuges sind gleichfalls bezeichnet. Die Gegend des Rhone-Längstales ist unbestimmt gelassen. Die Lage einiger wichtiger Orte ist aus Fig. 7 zu ersehen.

standen sein wie sich unbefehdet nebeneinander behaupten. Nach den allgemeinen Regeln der Landschaftsgestaltung kann in Gebieten komplexer Struktur eine Indifferenz

Decke markiert, dank der Weichheit der Flyschunterlage, ist somit ein völlig homologer Fall.

der Entwässerung gegen hart und weich, gegen antiklin und synklin sich nur in dem einen Falle entwickeln, daß eine völlig glatte Abdachungsfläche sich den Flüssen zum Abflusse darbietet¹⁾. Liegt oder gelangt diese Fläche oberhalb des Denudationsniveaus, so werden sich mit der Zeit subsequente Anpassungen an die Struktur einstellen, um wieder zu verschwinden, wenn durch Abtragung das Denudationsniveau zuletzt auch von den härteren Gesteinen erreicht ist. Wir müssen somit für das Wallis die indifferenten Täler als die älteren, die subsequenten als die durch eine Hebung des Gesamtgebietes ins Leben gerufenen jüngeren Entwässerungsadern ansehen.

Dieser deduktive Schluß läßt sich bis in die Einzelheiten hinein empirisch beweisen. Betrachten wir die deutlichste Abzäpfung des Wallis, so sehen wir hier, daß eines der oben geschilderten Indifferenztäler von einem Subsequenztales des Montblancgürtels beraubt worden ist. Da dieser Fall durch seine modellartige Klarheit aller Einzelzüge besonderes Interesse verdient, sei er eingehender geschildert (Fig. 7 und 8):

Der Zeitpunkt des Abzäpfungsbegins ist nicht genau zu fixieren, ihre Vollendung dagegen ist mit Sicherheit als postglazial anzusetzen. Es wäre nämlich an sich möglich, daß bereits vor dem Vorrücken der Gletscher die fluviatile rückwärtsgreifende Erosion eines Seitenbaches der Drance de Bagnes, von Sembrancher in der weichen Zone des Ferret-Jura subsequent südwärts einschneidend, der indifferenten Drance d'Entremont-Champex in die Flanke gefallen war und alsdann weiterhin südwärts vordringen und so das Ferrettal ausräumen konnte. Es wäre in diesem Falle nach einer kurz dauernden Bifurkationsphase (vertikal über Som la Proz) etwa das heutige Verhältnis eingetreten, d. h. ein Renegat aus dem Champexteil des alten Tales hätte sich langsam entwickelt, indem die Wasserscheide von der Überfallsstelle fort zu einer Gleichgewichtslage abgewandert wäre. Diese Abzäpfung kann jedenfalls aber vor Beginn der Vereisung das Landschaftsbild noch nicht merklich umgestaltet, also erst kurze Zeit bestanden haben. Der Entremont-Ferret-Gletscher hätte nämlich sodann in der Eiszeit durch Transfluenz die Bifurkationsphase nochmals wiederholt (wie die glaziale Austiefung des U-förmigen Champextales, die

¹⁾ Sowohl subaërische Peneplainisierung als marine Abrasion als frisch gehobene sedimentbedeckte Kontinentalsockel kommen in solchen Fällen in Frage. Die Entwässerung wäre je nachdem als senil-indifferent, konsequent oder epigenetisch (superimposed) zu bezeichnen.

Moränen usw. beweisen), dann aber doch sein Eis mehr und mehr der Ferretzone, die sich leichter vertiefen ließ, übergeben, so daß die fluviatile Erosion der Postglazialzeit nicht erst wieder vor die Wahl gestellt war, sondern sofort die Ferretzone angriff und im Champextale nur einen (dank der Härte des Granites und Quarzporphyrs noch immer geringfügigen) Renegaten entwickelte, der bisher erst in künstlicher Bifurkation (Kanal) den Ablauf des Arpettetales erobert hat. Andererseits ist freilich auch denkbar, daß das Einsetzen der Eiszeit zwischen Orsières und Sembrancher noch keinen räuberischen Bach, sondern erst eine niedrige subsequeute Paßzone vorfand, die er durch Überfließen selbst zu seinem Hauptabflusse ausgestaltete und der Postglazialerosion zu weiterer Verwendung überließ.

Jedenfalls aber ist im Falle des Champextales eine ursprünglich indifferente Entwässerung vor geologisch kurzer Zeit einer subsequenten Tendenz zum Opfer gefallen. —

In Hochgebirgen mit eiszeitlicher Skulpturierung ist es naturgemäß nur selten möglich, derartige Abzapfungen genetisch zu deuten, da das Überfließen des Eises ein Faktor ist, der nicht so unbedingt selektiv an die Gesteinhärte sich bindet wie die fluviatile Erosion. Trotzdem müssen noch zwei weitere Fälle von Abzapfungen aus dem Gebiete des Wallis hier besprochen werden.

Das eine Beispiel ist altbekannt und betrifft den Col de la Forclaz. Die hier in naher Zukunft bevorstehende subsequeute fluviatile Abzapfung durch den Jura der Montblancgürtelzone ist in der Eiszeit durch Überfließen des Eises bereits einmal vorübergehend vorweggenommen worden. Doch hat postglazial der wasserreichere untere Trient in seinem nahen parallelen Subsequenztales sich so schnell eingetieft, daß die weiche Carbonzone, die ja übrigens von der Trientmulde abzweigend bis Forclaz reicht, einen nur zu bequemen subsequenten Weg darbot. Gleichwohl wird die noch günstigere Verhältnisse darbietende Jurazone wohl in relativ naher Zukunft hier die einstige eiszeitliche Bifurkation zu einer vollendeten Abzapfung umformen, wie die relativen Höhenverhältnisse klar erkennen lassen.

Dieser Fall lehrt also ebenso wie der vorige, daß unmittelbar vor, während und nach der Eiszeit die subsequenten Tendenzen im Wallis hervortreten und in die älteren indifferenten Talanlagen räuberisch einbrechen. — Der zweite bisher noch nicht bekannt gegebene Fall betrifft den Otemmagletscher. Da hier die Abzapfung

bereits vor der Eiszeit völlig beendet war, ist die Sachlage durch spätere Einflüsse mehr verwischt. Wie alle alten Indifferenztäler, also auch in Übereinstimmung mit den andern Wallistälern, erhält die Drance de Bagne ihre Nebenflüsse, soweit sie präglazial angelegt, also zur Aufnahme von Gletschern vorbereitet waren, in sehr spitzem Winkel. Auch dieser Umstand ist bezeichnend für die Gleichförmigkeit der alten Abdachungsfläche. Keine Rücksicht auf den Gesteinscharakter verändert dieses einheitliche Gepräge, dem also die seltsamen zahlreichen spitzen Gabelungen zu verdanken sind, die allen Beobachtern der Wallistäler aufgefallen sind. Als solche Gabelungspunkte seien hier besonders genannt: Martigny-Brocard (Champex-Drance), Hérémente (Hérens-Hérémente), Haudères (Arolla-Ferpècle), Ayer (Moiry-Zinal), Stalden (Zermatt-Saas). Zu beachten ist, daß diese Punkte in den verschiedensten Zonen liegen, also von Gestein und Struktur unabhängig sind. Diese spitzwinklig einmündenden präglazialen Nebentäler finden wir am Val de Bagnes deutlich bis herauf nach Mauvoisin. Deutlich unterscheiden sich diese älteren indifferenten Täler von den jüngeren subsequenten (Fontana Rossa, Talkessel von Verbier usw.) oder den zahllosen erst durch glaziale Über-tiefung entstandenen kurzen Staubbächen. Aber das Corbassière-tal westlich, das Giétroztal östlich sind die obersten dieser alten Nebentäler. Oberhalb von Mauvoisin münden nämlich in den Trogschluß von Lancey-Chanrion vier Nebentäler von ganz anderem Gepräge: Das Tal von Breney und das von Otemma münden von Osten in widersinnigem Spitzwinkel in die Drance. Diese Täler haben eine unverkennbar sub-sequente Richtung. Trotzdem aber können sie bei ihrer Länge von 8—9 km nicht jünger sein als die Drance, da letztere in weichem Bündnerschiefer, erstere aber in dem überaus harten Arollagneis fließt, der selbst in seinen subsequenten Zonen noch unvergleichlich widerstandsfähiger ist. Die Drance hat keinen indifferenten Quellast, ihre Quelläste sind vielmehr alle subsequent, und zwar liegen ihre östlichen Zuflüsse im Arollagneis, ihre westlichen rechtwinklig einmündenden — Durand und Fenêtre — im Bündnerschiefer. Wenn wir in diesem Zusammenhange die Tatsache uns nochmals vor Augen führen, daß von Mauvoisin an die Drance de Bagnes ein Schichtrand-tal, also besonders begünstigt, ist und doch erst etwa 9 km Länge in diesem Abschnitte erreicht hat, so bleibt nichts übrig, als aus den folgenden Gründen einen Abzapfungsvorgang anzunehmen:

1. Die Drance erhält unterhalb von Mauvoisin in ihr indifferentes Tal indifferente Nebentäler im spitzem gleichsinnigen Winkel.

2. Oberhalb von Mauvoisin erhält sie in ihr Schichtrandtal nur subsequente Nebentäler in rechtem bzw. widersinnigem Winkel.

3. Die subsequenten Nebentäler münden am Trogschluß der Drance und haben hier, trotzdem ihr Lauf in viel härterem Gestein liegt, eine sehr bedeutende Länge (8—9 km).

4. Oberhalb von Mauvoisin wird das Drancetal von der Linie gequert, welche die heute höchsten Gipfel verbindet, und die, wie wir früher sahen, mit der indifferenten Gesamtabdachung in voller Harmonie als einstige Wasserscheide steht.

5. Das indifferente Corbassièrethal hat eine Länge von etwa 11 km und wurzelt dabei auf der alten Wasserscheide. Die gleiche Länge hat die Drance von der Einmündung der Corbassière bis zur alten Wasserscheide, und ebenso wurzelt das indifferente Giétrozthal auf der alten Scheide und erreicht — bis zur Corbassière-Mündung gemessen — die gleiche Länge.

Somit stellt sich uns der Vorgang seiner Geschichte nach im einzelnen in folgender Weise dar: Corbassière, Drance und Giétroz waren in präglazialer Zeit indifferente, unter sich etwa gleichberechtigte Quellläste des Bagnestales. Ihr Ursprung lag auf der alten indifferenten Hauptwasserscheide. Diese trug den Schichtstufenrand der Dentblanche-Decke etwa an der Drancequelle. Eine Belebung der Erosion begünstigte daher die Drance und ließ sie rückwärts, der Schichtstufe entlang, subsequent sich einschneiden. Hierbei brach sie ein in das Quellgebiet eines andern Systems, das der einstigen Südseite der alten Hauptscheide angehörte, und raubte diesem diejenigen Quellläste, die — im harten Gestein weniger eingetieft — dem Schichtrand am nächsten flossen. Zur weiteren Stütze dieser Theorie sei auch das beraubte System kurz betrachtet: Wir sehen hier, daß die Subsequenzlinien der Dentblanchedecke mehrfach zur Entwicklung sehr ansehnlicher Täler geführt haben. Ihr längstes ist das Valpelline (über 20 km), das auf der alten Wasserscheide wurzelt, also sich nicht erst jung rückwärts verlängert haben kann, zumal es keinen Raub begangen haben kann, indem es selbst vielmehr durch das Schichtrandtal des oberen Valtournanche im eigenen Quellgebiete bedroht wird. So ist also das Valpelline trotz seiner Subsequenz-Richtung offenbar altersgleich mit den Indifferenzflüssen des Wallis, und

die Ausreifung der alten Abdachungsfläche war im Gebiete des harten Arollagneises noch nicht so weit vorgeschritten wie in den weicheren Schieferen. Die alte Abdachungsfläche der Gipfelhöhenkonstanz ist also entstanden durch die Peneplainisierung einer Landschaft mit ursprünglich bewegterem Relief.

Für diese Ansicht sprechen zwei weitere Argumente sehr stark. Einmal nämlich erhielt und erhält von der alten Wasserscheide her das Valpelline auch indifferente Nebenflüsse aus dem weicheren Schiefer des Gd. Combin: Das mittlere Val d'Ollomont sowohl als die zum Großen St. Bernhard heraufziehenden Täler St. Rhémy, Menouve usw. queren alle Zonen und fließen über die Schichtstufe in die Deckengesteine hinein. Das Val d'Ollomont hat dabei von seinem großartigen Trogschlusse aus einen jungen, kurzen, subsequenten Quellast am Schichtrand entlang bis zum Col Fenêtre getrieben, der bald genug eine starke Abzapfung vornehmen muß, durch die die Drance ihren präglazialen Raub wieder verlieren wird (Vaux d'Ollomont 1476 m — ca. 7 km — Col de Fenêtre 2786 m — ca. 16 km — Fionnay de Bagnes 1497 m). Zweitens findet sich eine tiefe Einschartung in der heutigen Wasserscheide, die nicht wohl anders gedeutet werden kann wie als Durchlaß des alten Otemmatales, also als „windgap“: Der vielbegangene Schmugglerpaß des Col de Crête sèche liegt mit 2888 m zwischen Mt. Gelé 3517 m und Bec d'Épicoun (Becca Rayette) 3527 m eingesenkt im Arollagneis in direkter Fortsetzung der Otemmarichtung. Wenn man hierbei beachtet, daß der nur 3 km entfernte junge Col de Fenêtre in der Schichtrandzone und im weichen Schiefer auch erst auf 2786 m abgetieft worden ist, so fällt die Möglichkeit fort, für die Eintiefung der Crête sèche Ereignisse glazialer oder postglazialer Zeit heranzuziehen, wenn auch die Möglichkeit einer vorübergehenden glazialen Transfluenz des Otemmaeises nach Süden nicht geleugnet werden soll. Falls diese sich beweisen ließe, hätten wir also hier ein interessantes Seitenstück zur glazialen Bifurkation von Champex.

Zusammenfassend erhalten wir somit aus der Betrachtung der Flüsse des Wallis in ihrer Richtung und Beziehung zur Struktur folgende Ergebnisse:

Die alte Abdachungsfläche, die im Bereiche weicherer Schichten bereits eine typische vollkommen indifferente Entwässerung trug, war im Gebiet des harten Arollagneises in den basisfernsten Teilen noch

nicht zu voller Ausreifung, d. h. zum Verzicht auf die vorher subsequeute, angepaßte Zertalung vorgeschritten¹⁾.

An besonders begünstigten Stellen ist in späterer Zeit die alte Wasserscheide verlagert worden: Col Ferret, Col Fenêtre, Theodulpaß. Diese Verlagerung hat im Val de Bagnes die Präpeneplain-Subsequenz zugunsten der Postpeneplain-Subsequenz beraubt. Eine Reihe anderer Fälle ist vorhanden, wo die jüngere Subsequenz die ältere Indifferenz der Peneplain beraubt hat oder bedroht. Nur eine starke Hebung des Gesamtgebietes kann diese Änderung der Talanlage-tendenz erklären. Diese Hebungsperiode hat vor der Eiszeit begonnen, da ihre Wirkung von den Gletschern teilweise bereits vorgefunden wurde, ist aber erst kurz vor oder auch in der Eiszeit abgeschlossen worden, da ihre Wirkungen zum weitaus größten Teil sich erst in der Zukunft äußern werden.

IV. Synklinalgipfel.

Über die morphologische Bedeutung von Synklinalgipfeln sind in der letzten Zeit verschiedene Ansichten geäußert worden, von denen hier als die wichtigsten die von E. DE MARTONNE, E. PHILIPPI, W. VOLZ und W. M. DAVIS besprochen werden sollen.

Nach MARTONNE ist es leicht einzusehen, daß ein Zyklus in gefalteter Region zur Bildung von Synklinalgipfeln führen muß, vorausgesetzt, daß das definitive Basisniveau unter dem tektonischen Initialniveau der Synklinen liegt (a. a. O., *Traité* S. 500—501).

Nach DAVIS sind Synklinalgipfel „most easily explained“ als Folge einer durch Gesamthebung eines Gebietes erfolgten Neubelebung der Erosion, die sich nunmehr durch Entwickeln subsequenter Zonen dem Gesteinscharakter ohne Rücksicht auf die ursprüngliche faltungs-tektonische Oberfläche anpaßt (a. a. O. 1909, S. 422). Doch läßt er auch ihre Entstehung als „purely normal spontaneous acts during advancing development“ gelegentlich zu (S. 435 ff.).

Nach PHILIPPI „wird im allgemeinen eine Umkehr des morphologischen Reliefs nur dann eintreten können,

¹⁾ Die Richtung des oberen Lötschtales könnte vielleicht auf analoge Verhältnisse im Berner Oberland hindeuten, doch fehlen mir hier eigene Beobachtungen.

wenn die Landschaft durch das Zwischenstadium einer Peneplain hindurchgegangen ist“. Nur zwei Bedingungen werden hierbei noch angeführt: „wenn nicht neue Dislokationen den normalen Gang der Ereignisse stören“. und „wenn die Gesteine, welche die Denudation freilegt, im Satteln kern weicher, im Muldeninnern aber härter sind als die Nachbargesteine“ (a. a. O., S. 262—264). Letztere Bedingung war auch bei CHAMBERLIN-SALISBURY (a. a. O.) schon als Modifikation der DAVISSchen Ansicht fixiert worden.

VOLZ schreibt: „In einem gefalteten Gebiet, in dem normal die Faltungsätsel Bodenerhebungen bilden, sind diese loci minoris resistentiae dem Fluß unzugänglich. Erst dann werden sie zugänglich, wenn die Erhebungen abgetragen sind, so daß Mulden und Sättel in einer Ebene liegen. — Wenn also im Gajoland die Flüsse mit auffallender Vorliebe in die tektonischen Sättel sich eingeschnitten haben, so zeigt das, daß vor Ausbildung des heutigen Flußnetzes alle Erhebungen des gefalteten Landes abgetragen waren. Wir müssen also überlegen, welche Momente aus einem gefalteten Gelände eine leidlich ebene Fläche schaffen können“ (a. a. O., S. 6).

MARTONNE bespricht in seinem Lehrbuche nur den modellartig einfachen Fall, in dem sanfte Mulden und Antiklinen vom Juratypus in gleichförmiger Weise abwechseln. Wenngleich auch hier ganz besondere Gesteinshärte-differenzen nötig sind, um die Inversion des Reliefs zu erzielen, so mag doch zugegeben werden, daß tatsächlich unter bestimmten Bedingungen ein einziger Zyklus genügen mag, um Synklinalgipfel zu schaffen. Eine derartige Landschaft wird alsdann freilich wohl nur Synklinalgipfel haben, deren Höhe von der anfänglichen tektonischen Lage des Muldentiefsten abhängig ist, also trotz aller Zerstückelung der primären Mulden doch das Auf- und Absteigen der Synklinal-Achsen spiegelt.

DAVIS hat also darin zweifellos recht, daß eine zwischengeschaltete Peneplain die Existenz von Synklinalgipfeln jedenfalls am einfachsten, weil bedingungslosesten erklärt. (Seine Erklärung a. a. O., S. 435—437, 439—440 macht jedenfalls zahlreiche Voraussetzungen!)

PHILIPPI übergang vermutlich mit Absicht diese Möglichkeit einer stets wohl etwas gequälten Ableitung der Synklinalgipfel als normales Produkt eines einzigen Zyklus, wie auch VOLZ diesem Fall keine Beachtung schenkte.

So sehen wir also, daß dieses wichtige Problem bisher u r gelegentlich gestreift worden ist, ohne daß je eine erschöpfende oder auch nur vergleichend-kritische Behandlung

versucht worden ist. Auch hier können des Raumes wegen nur einige Bemerkungen hinzugefügt werden:

1. Es ist bis jetzt kein morphologisch in moderner Weise durchgearbeitetes Gebiet bekannt geworden, in dem Synklinalgipfel sich finden, ohne daß die Zertalung einer gehobenen Peneplain als Ursache nachweisbar wäre (Appalachien, Jura usw.; Hilsmulde, Grunauer Spitzberg usw.).

2. Ein Synklinalgipfel ist im letzten Grunde nichts anderes als eine gegenständige Vereinigung von Schichtstufen. Schichtstufenlandschaften sind jedoch — soweit morphogenetisch genauer erforscht — erstens bisher nur als Reste gehobener Peneplains bekannt, zweitens bereits mehrfach mit Entschiedenheit als untrügliche Beweise für die Existenz einer gehobenen Peneplain angeführt worden.

Für unser Gebiet werden wir die morphogenetische Bedeutung der Synklinalgipfel am besten würdigen können, wenn wir einige typische Fälle näher analysieren. Sehr lehrreich ist das Profil (Fig. 9) vom Catogne (Quarzporphyr, 2579 m) über das Tal von Orsières (Jura, 825 m) zum Six blanc (Trias, 2450 m) und zur Tête de la Payannaz (Casannaschiefer, 2461 m). In diesen Zahlen spiegeln sich qualitativ die relativen Gesteinshärten wider, teils verstärkt durch glaziale Übertiefung, teils abgeschwächt durch die Gipfelhöhenkonstanz. Tektonisch stellt sich der Six blanc als steile Syncline, die nur 1100 m entfernte Tête de Payannaz aber als Schichtstufe dar. Zwischen beiden ist steilgestelltes Carbon zu einem Paß von 2337 m abgetragen (Col de Tzerzera). Die andere Seite der Triassyncline wird von einem steilen, stark ausgewalzten Carbonsattel gebildet, der hier in etwa 2100 m Höhe den jurassischen Bündnerschiefern der östlichen der beiden parallelen Ferretmulden auflagert.

Der heutige Zyklus arbeitet an der Vernichtung des Six blanc: nur auf der Höhe der Wasserscheide zwischen den Tälern von Entremont und Bagnes ist die Triasmulde erhalten geblieben, wobei der relative Abstand genau der verschiedenen Taltiefe entspricht. Der Col de Tzerzera ist bereits der Einwirkung der heutigen Erosion zuzuschreiben. Ehe also der gegenwärtige Zyklus begann, müssen Tendenzen bestanden haben, welche weniger selektiv der Gesteinshärte gegenüberstanden. Der Synklinalgipfel neben einer Schichtstufe in gleicher Höhe bedeutet hier demnach keine Umkehrung des Reliefs, sondern ganz einfach ein Stück älterer Landoberfläche von geringem Relief, das nun gehoben und der Zertalung des jetzigen Zyklus preisgegeben ist.

Die Gipfelhöhenkonstanz des Wallis ist somit nicht nur — wie früher gezeigt wurde — indifferent gegen hart und weich, sondern auch gegen synklin und monoklin. Sie entspricht in dieser Hinsicht also völlig der ältesten Talanlage des Gebietes.

Als ein zweiter Fall gleicher Art sei der Mt. Pleureur genannt, der seine 3706 m hohe Glimmerschiefermulde der monoklinen Schichtstufe des 3712 m hohen, von ihm nur um 6 km entfernten Tournelon blanc (auf der andern Seite des Val de Bagnes) entgegenreckt. (Vgl. Tafel II, 1.)

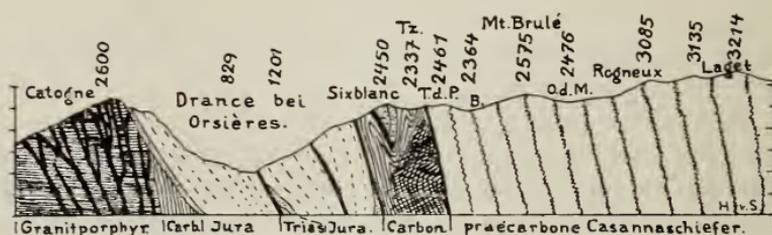


Fig. 9.

Profil vom Catogne über den Sixblanc zum Gd. Laget. 1:200 000 (linke Seite nach SCHARDT. Die Lagerung des Carbons am Sixblanc ist mir in den tieferen Teilen unbekannt. An der Tête de la Payannaz 2461 biegt das Profil, dem Kamm folgend, südlich ab über le Basset 2364 und Oujets de Mille 2476 m).

Auch das Walliser Gebiet zeigt also nach dem Gesagten jene Eigenart der Gesamtalpen, die A. HEIM schon 1878 mit seinem klaren Blick erfaßt und für die Tödi-Windgällen-Gruppe ausgesprochen hatte. Ich will seine noch immer klassischen, weit über ihren ersten Anwendungsbereich hinaus geltenden Worte hier auszugsweise wiedergeben, da ich keine besseren zur Schilderung des Wallis finden könnte. Absichtlich gebe ich dabei nicht nur seine zusammenfassenden Worte, sondern auch einige Einzelbeobachtungen, damit gerade aus letzteren die volle Analogie um so deutlicher hervorgehe:

„Wir haben in unserer Randkette noch eine auffallende Erscheinung zu konstatieren: Die Gipfelhöhen von der kleinen Windgälle bis zum Gemsfayerstock bleiben sich auffallend gleich. Die Kerben in dieser geradlinigen Kette sinken nicht unter 2700 m, die Gipfelhöhen liegen meistens über 3000 m, erreichen aber 3300 m nicht. Die Falten, welche den Kamm bilden, sind darunter gegen Osten bedeutend gesunken. Der Gewölbeschenkel, welcher in seinen oberen Juraschichten an der Kleinen Windgälle 4000 m hoch zu liegen käme, findet

sich am Scheerhorn bei 2800 m, am Altenorenstock noch bei 2400 m. Die Gipfel, in ihrem gleichen Niveau verharrend, bestehen deshalb aus ganz verschiedenen Gesteinen in verschiedener Lagerung und entsprechen sich geologisch gar nicht. Das Niveau des Grundgestelles der Kette ist ungleich, das Verwitterungsniveau der Kammlinie an der Oberfläche ist aber durchweg das gleiche. Die Höhe der Gipfel hängt also viel wesentlicher vom Betrag der Verwitterung als vom anatomischen Bau ab“ (a. a. O., S. 108).

„Die Talsysteme sind nicht durch den Mechanismus der Gebirgsstauung entstanden. — In den Alpen, zunächst in unserer Gruppe, sind die Ketten durch Täler und Schluchten, welche in allen Richtungen schief zu den Ketten verlaufen, zerhackt“ (S. 273).

„Wir haben schon früher gezeigt, daß die Höhe der Randkette, obschon der innere Bau ein starkes Sinken von W nach O verlangen würde, und trotz der Ungleichheit des Gipfelmaterials eine sehr gleichförmige ist. Warum, ist schwer zu sagen, so viel aber erhellt hieraus, daß der Betrag der Denudation vom Materiale und vom inneren Bau nur wenig abhängig ist“ (S. 275).

„Im Mürtchenstock sind die sekundären Gesteine auf eine für jene Zone der Alpen mehr als gewöhnliche Höhe in ihrem Grundgestell gehoben. Dennoch ist die Gipfelhöhe desselben keine entsprechend bedeutende, sie hält sich an das durchschnittliche Niveau jener Zone und ist somit trotz dem geologischen Bau eine gesetzmäßige, d. h. sie wird innerhalb einer orographischen Zone mehr vom Verwitterungsniveau als von der Faltung bedingt. Es erinnert dies sehr an das Verhalten der Randkette“ (S. 276).

„Wir finden nicht sehr selten Täler unter alten Antiklinalkämmen, aber wir finden auch Muldentäler, ferner viele Isoklinaltäler und noch viel mehr Quertäler. Wenn wir an irgend einem Beispiel einen Zusammenhang von Faltung und Orographie zu entdecken glauben, folgt gleich wieder eins, welches das Umgekehrte zeigt“ (S. 279).

„Die obigen Betrachtungen führen uns dahin, der Denudation die Talbildung und überhaupt die wesentlichste Oberflächengestaltung zuzuschreiben. Der alte Kettenbau schimmert aber immer undeutlicher durch“ (S. 281).

Einige weitere Vergleiche mit anderen Alpengebieten werden zweckmäßig erst im folgenden Abschnitt gezogen. Hier

sei nur besonders hervorgehoben, daß oben eingehend nachgewiesen wurde, daß nicht, wie HEIMS letzterwähnter Satz besagt, der Kettenbau immer undeutlicher wird, sondern daß ein Stadium fast völliger Indifferenz in geologisch junger Vergangenheit von einem Zyklus abgelöst wurde, der die Grundzüge des Kettenbaus wieder mehr und mehr orographisch herauspräpariert¹⁾.

V. Das orographische Zurücktreten der großen Überschiebungen.

a) im Wallis. Eng mit dem Problem der Synklinalgipfel hängt auch die Frage nach der landschaftlichen Bedeutung der großen Überschiebungen zusammen. Wie die Beobachtung, wie alle geologischen Karten und besonders anschaulich die zahlreichen von C. SCHMIDT veröffentlichten Profile der Walliser Alpen zeigen, ist die gesamte Decke der Dent blanche insofern ein einziger Synklinalgipfel, als das heutige Verbreitungsgebiet der ihr zugehörigen Arollagneise usw. tektonisch eine Syncline darstellt, die im Wallis als „Zinalmulde“ von SCHMIDT bezeichnet und über die nördlichen Kalkalpen bis hin zum Jura- rand von H. SCHARDT verfolgt wurde. (Vgl. Tafel II, 2.)

In den vorigen Abschnitten ist im einzelnen dargelegt worden, daß die Gipfel der Dent blanche-Decke in keiner Weise die Gipfelhöhenkonstanz unterbrechen. Weißhorn (4512) und Dom (4554) im Osten, Ruinette (3879) und Pleureur (3706) im Westen entsprechen einander völlig in der Höhe ohne nennenswerte Rücksicht auf die Gesteinshärte und die tektonischen Verhältnisse (Fig. 10).

Die Tangentialfläche des Gipfelniveaus nivelliert somit die Dent blanche-Decke ungeachtet ihrer tektonischen Lage völlig ein. Dies ist um so beachtenswerter, als man die härteren Gesteine der Decke bei ihrer Synklinalstellung in höherer Lage erwarten sollte als die weicheren Gesteine der randlich anstoßenden Antiklinen. Diese Nivellierung ist unmöglich als Werk eines einzigen Erosions-Zyklus erklärbar,

¹⁾ Vgl. E. DE MARTONNES deduktive Beschreibung eines nach erfolgter Verebnung, d. h. also posterosiv, durch ein „mouvement épeirogénique“ gehobenen Faltengebirges: Les affleurements de roches résistantes seront mis en saillie et, comme la direction de ces affleurements est déterminée par les anciens plissements, l'influence de la tectonique ancienne se fera de nouveau sentir, au fur et à mesure que l'évolution se prolongera (a. a. O. 1909, S. 564).

vielmehr ist zur Erklärung der heutigen Orographie sowohl eine Totalverebnung nach Beendigung des Deckenschubes als eine nachfolgende Verbiegung dieser Peneplain im Sinne der älteren Sattellinien, als eine erhebliche Hebung des Gesamtgebietes erforderlich.

Tatsächlich finden wir nämlich die Monterosa-Achse ebenso wie die des Gd. Combin jetzt höher gelegen als die angrenzenden Teile der Deckengesteine. Im Sinne entspricht

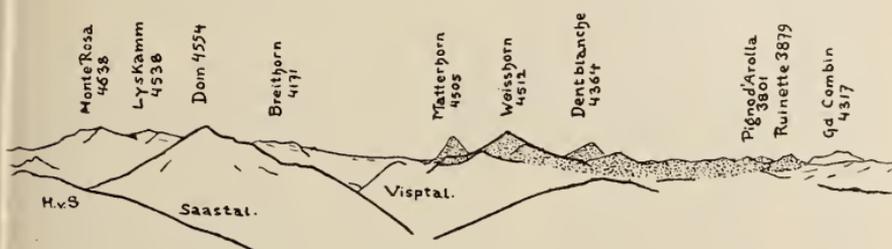


Fig. 10.

Blick vom Aletschhorn (4182 m) auf die Walliser Alpen. Die Gesteine der Dentblanchedecke, welche die „Zinalmulde“ erfüllen, sind punktiert. Gezeichnet auf Photographie.

diese relative Lage also der präerosiven Tektonik, geht aber offenbar im Ausmaß über diese hinaus. Ob wir nämlich mit SCHARDT u. a. annehmen, daß die Zinalsenke bereits bestand, ehe ihre Decken sie erfüllten, oder, in isostatischem Sinne, dem Gewicht der Decken die Einmuldung zuschreiben, jedenfalls muß bereits die Synklinalstellung der Dentblanche-Decke vollendet und ins Gleichgewicht gekommen sein, als die Peneplainisierung ihre Fläche über hart und weich, Sattel und Mulde unterschiedslos ausbreitete. Je nach dem Grade der in einem oder mehreren Zyklen erreichten Ausreifung dieser Peneplain haben wir die resistenteren Synklinalgesteine als langsam zerbröckelnde Härtlinge uns vorzustellen, während die weicheren Antiklinalzonen bereits eher das damalige Denudationsniveau erreicht hatten. Gegenüber diesem Bilde invertierten Reliefs stellt also das heutige Oberflächenbild eine zweite Umkehrung dar, die nur in differentieller Hebung ihre Ursache haben kann. Es wäre also die Aufwölbung der Sattellinien nicht auf einmal in ihrem Gesamtbetrage erfolgt, sondern in Absätzen. Diese Absätze erfolgten in so weiten zeitlichen Abständen, daß Erosion und Denudation das ursprünglich tektonische Relief der ersten Hebungs-

phase jeweils nahezu verwischt, d. h. peneplainisiert hatten, so daß die neu einsetzende Faltungsphase nicht mehr einen „morphologischen“, sondern nur noch einen „geologischen“ Sattel abermals aufwölben konnte. Für die Altersdatierung der einstigen Peneplain ist wichtig, daß sie nunmehr auch nach unten abgegrenzt werden kann, als nach dem Schub der Dentblanche-Decke erfolgt.

In diesem Zusammenhange ist es von Interesse, auch die Spuren anderer, höherer Decken bzw. der obersten Sedimenthülle der Dentblanche-Decke in der „Zinalmulde“ zu untersuchen. ARGAND kartierte (1905—07) im Trogschluß des Arollatales, etwa zwischen dem Hotel Mt. Collon und dem Zwillingspaß von Riedmatten-Chèvres, den Rest einer höheren, also jüngeren Schichtlage als die Decke der Dentblanche bzw. deren normale hangende Sedimenthülle. Dieser Rest ist in einiger Hinsicht seltsam. ARGANDS Karte zeigt die zwei isolierten, winzigen Fetzen erstens im Talgrunde (höchste Höhen 2825 und 2976 m), zweitens nur je 1 km vom Rande der „unterliegenden“ Dentblanche-Decke gegen die basalen Schistes lustrés entfernt, drittens so allseitig von Gehängeschutt und Glazialablagerungen umgeben, daß die „Auflagerungsfläche“ tatsächlich nur auf knapp 350 m Erstreckung aufgeschlossen ist, viertens diese Kontaktlinie gegen die Arollagneise nur im Norden der angeblichen Deckdecke. Seine Karte zeigt, wie übrigens auch die Beobachtung an Ort und Stelle erweist, ein geringes Einfallen dieser Grenzfläche nach Süden. Nach ARGANDS Auffassung zöge diese somit unter dem ortsfremden Gestein hindurch, um im Süden anzusteigen, die heutige Oberfläche an unaufgeschlossener Linie zu schneiden und über ihr hoch in der Luft weit nach Italien zu verlaufen, wo sie zu ihrer noch unbekanntem Wurzel (südlich bei der Zone von Canavese-Ivrea!) sich einmal senken würde.

Nach meiner Auffassung ist die Masse des Mt. Dolin lediglich ein Stirnrandphänomen der Dentblanche-Decke, die hier, in randparallele Sekundärfalten zusammengestaucht, den Untergrund der Schistes lustrés hochgepreßt hat. Die Erosion hat eine solche nach Norden übergeschlagene Untergrundantikline im Grunde des Riedmattentales angeschnitten. Dafür ist — angesichts der dürftigen Aufschlüsse — zwar kein absoluter Beweis zu bringen, aber die Wahrscheinlichkeit scheint mir so viel größer als bei ARGANDS Hypothese, daß ich bis zum Beweise des Gegenteiles an meiner Ansicht festhalten möchte. Für

mich sprechen übrigens ARGANDS, also eines gewiß unverdächtigen Zeugen, eigene Worte. Das Gestein des „substratum“ der Dentblanche-Decke ist bei ihm zwar in wesentlich andern Farben koloriert als das der „couverture“, aber der Text der Karte äußert sich anders¹⁾:

Substratum:		Couverture:
Calcschistes et calcaires cristallins. Micaschistes, quartzites etc.	Jura	Calcaires tabulaires gris ou noirs (nach GERLACH auch noch Marmor!), brèches calcaires quartzites.
Cornieule, calcaires et marbres ± dolomitiques; calcaires tabulaires sombres à taches spathiques, brèches calcaires, schistes noirs, calcaires dolomitiques, cornieule.	Jura? und obere Trias	Cornieule, schistes rouges et verts, calcaires ± dolomitiques.
Quartzites feuilletés, compacts ou tabulaires.	Obere Trias	
	Untere Trias	Grès et quartzites.

Diese Zusammenstellung, in der die gemeinsam vorkommenden Faciesbezeichnungen gesperrt gedruckt sind, zeigt wohl deutlich genug, daß ARGANDS tektonische Deutung der Kalke des Mt. Dolin nicht allzusehr durch die stratigraphischen Verhältnisse gestützt ist. (Auch dürfte ARGANDS Jura des Dolin z. T. der oberen Trias angehören.) Auch tektonisch lassen sich noch mehrere Gegenargumente anführen: Nach ARGAND läge ein in einer randparallelen Syncline erhaltener Rest einer höheren Decke bzw. einer Sedimenthülle²⁾

¹⁾ Vgl. auch a. a. O. 1909, S. 220: Tous ces types lithologiques se retrouvent dans le substratum mésozoïque du massif de la Dentblanche.

²⁾ Mir scheint eine Hypothese, die im Dolin einen Rest der normalen Sedimentbedeckung des Arollagneises sehen will, noch viel weniger wahrscheinlich als die Deutung als höhere Decke: ist doch am Mt. Dolin der Arollagneis, dem sonst ARGAND mindestens 4—5 km Mächtigkeit gibt (a. a. O., S. 267), nur wenige hundert Meter stark. Der harte Gneis wäre also „weggequetscht“, das weiche Mesozoicum geblieben! (Auch ARGANDS Profilskizze spricht nicht allzusehr für seine Deutung.) Interessant ist, daß das gleiche Argument, das ARGAND gegen SCHMIDTS Matterhornspitzenhypothese anwendet, am Mt. Dolin von mir gegen ARGAND gerichtet wird.

vor, die sich eben nur lediglich an dieser einen Stelle noch notdürftig erhalten hätte und in ihrer Facies dem autochthonen Liegenden zudem völlig gleiche! Diese Syncline findet nun aber in ihrer Achsenrichtung keine Fortsetzung: rings um das Tal, aus dem der Hügel des Dolin aufragt, erheben sich die Arollagneisberge. Solche lokal beschränkten Synklinen von so enormer Sprunghöhe, wie sie hier verlangt würde, haben wenig für sich. Meine Auffassung als Erosionsfenster verlangt keine solche lokale tektonische Anomalie, sondern nur eine lokale Erosion. Daß diese an der betreffenden Stelle vorhanden ist, zeigt die Karte: Der Mt. Dolin liegt im Talgrunde (Fig. 7). — Sonst läge auch noch GERLACHS Deutung nahe (a. a. O., S. 136/37): „Wahrscheinlich standen diese Schichten im Zusammenhange mit denen von Evolena und vom Pic d'Arzinol, und es wäre daraus zu schließen, daß einst das ganze Gneisgebiet von ähnlichen Gebilden überlagert gewesen wäre.“ Danach wäre also der Stirnrand der Dentblanche-Decke ein Stück in die Schiefer der Unterlage eingepreßt worden, so daß gleichsam eine Rückfalte des basalen Staurandes sich auf die Deckenstirn gelegt hätte. GERLACHS wie meine Auffassung haben den wichtigen Punkt gemeinsam, daß der heutige Erosions-Nordwestrand der Dentblanche-Decke wenigstens bei Arolla nicht weit von dem ursprünglich tektonischen Stirnrande entfernt liegt. Für das Ausmaß der Gesamterosion ist dies ebenso zu beachten wie für die tektonischen Konsequenzen hinsichtlich des Zusammenhanges mit den Decken der nördlichen Kalkalpen. Morphogenetisch würde ARGANDS Ansicht freilich eine besonders hübsche Illustration für den Einebnungsgrad der einstigen Peneplain geben, doch ziehe ich es hier aus den dargelegten Gründen vor, eine abwartende Haltung einzunehmen.¹⁾

(Eine andere Stelle scheint sich vielleicht besser als Rest einer höheren Teildecke deuten zu lassen. Da Detailkartierungen nicht vorliegen und meine eigenen Begehungen für dieses Gebietstück noch keine Kartenzeichnung gestatten, sei auf GERLACHS Karte und Profile verwiesen: Die Grenze des Glimmertalkschiefers gegen den Arollagneis läßt sich als Front

¹⁾ Im Übrigen möchte ich nochmals ausdrücklich betonen, daß von solchen nebensächlichen Einzelheiten abgesehen ich auf Grund eigener Begehungen und Kartierungen ARGANDS tektonischen Auffassungen völlig zustimme. Wenn ich hier trotzdem mein schematisches Profil (Fig. 6) nach SCHMIDTS Hypothese zeichnete, so geschah dies lediglich aus dem praktischen Grunde, daß dem Leser SCHMIDTS zahlreiche bunte Profile zum Vergleich bequemer zugänglich sind.

eines Deckenstirnrandes deuten, der steil abwärts taucht und in der randparallelen Antikline des Untergrundes den basalen Arollagneis und sogar noch die unter diesem liegenden Jura- und Triasgesteine emporpreßt. Die Analogie mit dem Rande der breccienführenden oberen der beiden Chablais-Decken — z. B. bei St. Jean d'Aulph — liegt auf der Hand und dürfte aus der Nebeneinanderstellung der Profile LUGEONS und GERLACHS sich genügend deutlich ergeben.

b) im Chablais. Die morphogenetische Deutung dieser hypothetischen oberen Wallis-Decke wäre naturgemäß die gleiche wie bei der bewiesenen oberen Decke des Chablais und der Stockhornkette. Deshalb seien die letzteren hier der Analyse zugrunde gelegt, damit der feste Boden der Tatsachen nicht ohne Not verlassen wird. Das Chablais und die Freiburger Voralpen zeigen die Konstanz der Gipfelhöhen in der gleichen Weise wie das Wallis, d. h. unterschiedslos sind Sättel und Mulden, harte Malmkalke und weiche Flyschschiefer an der Bildung von Gipfeln beteiligt, während der Zyklus der Gegenwart diese Konstanz zu zerstören sucht. Obere Decke, untere Decke und Unterlage sind von der gleichen horizontalen Tangentialfläche abgeschnitten worden, die somit in ihrer Anlage jünger ist als der jüngste Deckenschub des Gebietes¹⁾. Vgl. Fig. 11.

Daß auch alle andern Verhältnisse im Chablais denen des Wallis entsprechen, daß subsequente Tendenzen der Talbildung erst dem gegenwärtigen Zyklus zugehören, der Gipfelhöhe aber fremd waren, soll an anderem Orte gezeigt werden. Hier sei nur kurz je ein Profil durch Chablais (Fig. 11) und Stockhorngebiet besprochen:

Vom Antiklinalgipfel des aus Unterlias aufgebauten Grammont, der mit 2178 m unmittelbar am Südostufer des Genfer Sees aufragt, geht das Profil zu der Doppelsynkline des Chambairy über, die die Oberkreide auf 2300 m hebt (weiter westlich die Cornettes de Bise 2241 m). Der Steilsattel des Col de Vernaz bringt die Trias zur Oberfläche bei 1820 m, die südlich anschließende Synkline trägt auf dem Malmkalk ihrer Schenkel den Pic de Vernaz und den

¹⁾ Diese Feststellung ist wichtig, da mit ihr jeder Anhaltspunkt fortfällt für eine Vermutung, daß etwa eine tektonische Fläche, eine Überschiebungsbasis die Ursache der Gipfelhöhenkonstanz bilden könnte. Übrigens ist keine einzige ebene Schubfläche bekannt, sondern in Appalachen, Säntis, Chablais, Wallis usw. sind alle zu beobachtenden Überschiebungsflächen stark gewellt und verbogen.

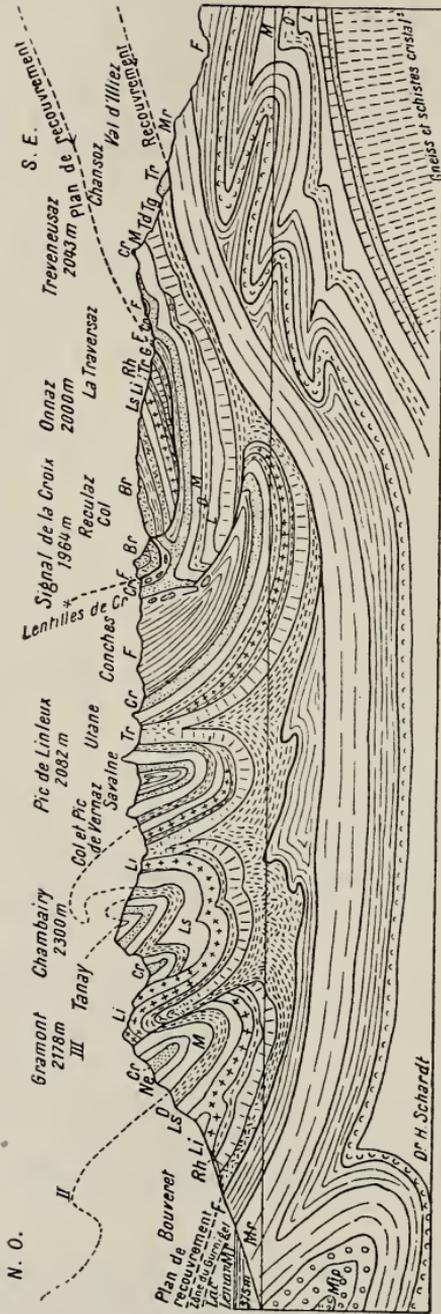


Fig. 11.

Profil des Chablais valaisan (nach H. SCHARDT, 1909).

Das Profil, welches der Wasserscheide zwischen Rhône und Drance folgt, zeigt sowohl das völlige orographische Zurücktreten der beiden Chablaisdecken, als das Nebeneinandervorkommen von Anti-, Syn- und Isoklinalpfeilen sowie die Beteiligung von Flysch, Malm, Lias, Kreide und Chablais-Breccie (Malm-Dogger) am Aufbau der noch fast gar nicht zertalten Wasserscheide.

Pic de Linleux 2082 m, zwischen denen der eingepreßte Flyschkern kaum merklich absinkt. In gleicher Höhe hält sich der Col d'Utane, in dem eine steile Antikline die Trias hochbringt. Der Südflügel des Sattels läßt den Malmkalk gleichfalls nur sehr wenig aufragen, und der folgende breite Flyschkern sinkt im Col de Rocon nur auf 1925 m ab. Am Südrande dieses Flysches beginnt die obere oder Brecciendecke, deren Malmdogger im Signal de la Croix auf 1964 m sich hebt. Der unmerklich eingesenkte Col de Reculaz trennt diese erste Scholle von dem größeren Deckenstück, das nordfallend vom Dogger an über Lias, Rhät bis zum Hauptdolomit die ganze Schichtreihe zutage treten läßt und in der Tour de Don 2001 m und der Pte. des Ombrieux 1986 m die Höhe des Flysches im Col de Rocon kaum überragt. Südlich steigt die Schubfläche an und die untere oder „Klippen“decke taucht auf, wobei die flachgelagerte Oberkreide in den Ptes de Bellevue de Dreveneusaz 2043 m Höhe erreicht. Da dann das junge räuberische Talstück von Morgins bis Troistorrents, dem Flysch der „Zone des Cols“ folgend, das Profil schließt, erscheint jenseits des breiten Val d'Illiez die Zackenkronen der Dents du Midi mit ihren autochthonen Oberkreidefalten in 3260—3180 m etwas unvermittelt, doch die südlich zu gleicher Höhe aufragenden Malmgipfel der Tour Salière 3227 m und des Mt. Ruan 3062 m zeigen auch hier gesetzmäßige Konstanz. Freilich ist hier vermutlich eine nachträgliche posterosive Knickung der einstigen Fläche erfolgt, wobei die südliche Gegend relativ stärker gehoben wurde als die nördliche.

Ein Parallelprofil im Westen, das vom Pas de Morgins an der Landesgrenze folgt, erreicht in der Crête de Gingea 2162 m, und nun folgen — von namenlosen Pässen getrennt — 2061 m — Tête du Géant 2235 m — Bécor 2210 m — Cornebois 2207—2096 m — Pte. de Chésery 2250—2005 m (Pas de Chésery) — Pte. de Mossetaz 2284 m¹⁾ — Gde. Conche 2143 m — Patnaly 2224—2193 m — Pierre 2206 m — Pte. des Fornets 2301—2174 m — Vannez 2136 m — Col de Coux 1924—1992 m. Der Col de Coux entspricht, als Glied der Zone der Cols im Flysch gelegen, somit dem Val d'Illiez (die untere Decke kommt hier nicht zutage). Daß er eine Paßsenke darstellt, verdankt er der Weiche des Flysches und der Einwirkung des laufenden Zyklus; daß er nur so wenig unter die harten

¹⁾ Eine Höhenwanderung von der Pointe de Grange über den Rücken von Bassachaux zur Pte. de Mossetaz (starke Tagestour von Abondance nach Champéry) dürfte als Einführung in die Morphologie des Chablais besonders geeignet sein.

Gesteine der umliegenden Gipfel eingetieft ist, dankt er der an den Wasserscheiden noch wenig zerschnittenen, einst das ganze Gebiet überziehenden Peneplain eines früheren Zyklus. Südlich vom Col de Coux tauchen dann die autochthonen Falten der Dent du Midi-Kette auf.

Das gleiche Bild zeigen die Stockhorn-Alpen. Der antiklinale Triasdolomit (untere Decke) des Rubli 2288 m überragt nur wenig die in eine Mulde eingepreßte und selbst synklinale Jurabreccie der oberen Decke am Videman 2200 m. Der südlich ansteigende Malmschenkel der unteren Decke hebt sich in der Gummfluh auf 2461 m, und nun folgt der lange Flyschzug, der zunächst zwar auf 1888 m im Col de Jable (Analogon der Zone des Cols) absinkt, um dann über Rothorn 2328 m, Witenberghorn 2353 m, Arneschhorn 2101 m, Arnenpaß 1890 m, Arnenhorn 2214 m, 2015 m bis la Palette 2173 m recht eintönig zu bleiben. Dann folgt rasch absinkend Trias und Jura der noch tieferen helvetischen Decke bis zum Flysch der Zone der Cols am Col Pillon 1550 m, worauf das autochthone Oldenhorn (analog zur Gruppe Dents du Midi) unvermittelt auf 3124 m sich hebt.

Auch hier wäre eventuell eine Flexur der alten Landoberfläche anzunehmen, der die Zone des Cols als Scharnier diene. Auch dieser posterosive Vorgang wäre lediglich ein Verstärken bzw. ein posthumes Erneuern präerosiver Tendenzen, denn die Begrenzung der Decken zur Zeit der Peneplain war direkt abhängig von einer erhaltenden Einmündung der Unterlage. Da die Überschiebungsdecke über den autochthonen Ketten vom tektonischen Typ der Dent du Midi-Diablerets-Oldenhorn fehlt, obwohl sie einst zur Zeit der primär-tektonischen Landschaft hier gelegen haben muß, beweist dies mithin eine der Verebnung vorangehende Herausbildung offener weitgespannter Falten, die nach ihrer Verebnung wieder in gleichem Sinne aufgewölbt wurden und damit die Peneplain verbogen.

Dieser mehrphasige Prozeß scheint in sehr vielen Faltengebirgen die Regel zu sein: im Schweizer Jura hat ihn BRÜCKNER 1903 (a. a. O., S. 477), in der Kaskadenkette (Zentral-Washington) G. O. SMITH und BAILEY WILLIS nachgewiesen (vgl. Prof. Pap. U. S. Geol. Surv. XIX. 1903, Taf. VI; Folio Ellensburg, 86, Geol. Atl. U. S. 1903) ¹⁾. Für das Wallis lassen sich mehrere

²⁾ Für Norwegen hat MACHACEK (a. a. O. 1908, S. 23—37) das gleiche Resultat gewonnen und in drei zeitlich weitgetrennten Aufwölungsphasen „die Konstanz ihrer Hebungssachsen“ festgestellt (S. 35).

Beispiele für diese in den Gesamtalpen anscheinend häufige posthume Tektonik geben: Der posterosiven Hebung der Combin- und Mte. Rosa-Sättel wurde bereits gedacht. Die alte Syncline des Rhônetales ist bei der definitiven Hebung abermals etwas zurückgeblieben, so daß die Landoberfläche der Gipfelhöhen des Wallis sich in langsamem Absenken hoch über dem glazial übertieften heutigen Rhônetale einmuldet, um in schnellerem Ansteigen die Höhe der Dent du Midi-Wildhorn-Sattellinie zu erreichen. Da diese Rhônetalverbiegungsachse viel breiter, d. h. weiter gespannt ist als die ältere von C. SCHMIDT als tektonische „Narbe“ gedeutete Sedimentsyncline, in der der heutige Fluß läuft, so wäre zwar die erste Anlage der Rhône tektonisch, nicht subsequent, aber ihre Lokalisierung auf die weichere Sedimentzone innerhalb der Verbiegungsmulde wäre ein subsequenter Vorgang. Daß hier tektonische, d. h. konsequente Talanlage „zufällig“ mit einer subsequenten Richtung zusammenfällt, ist nach dem Gesagten nicht wunderbar.

VI. Die achsenparallelen Zonen der Gipfelhöhen.

So würde also zu erwarten sein, daß, ebenso wie die Gesamtabdachung der Alpen nach Norden und Süden als eine Verbiegung einer einstigen Verebnungsfläche aufzufassen ist, auch untergeordnete lokale Hebungszentra (bzw. Achsen) rings um sich eine allseitig abfallende Böschung in der posterosiven Hebungsphase hervorrufen. Da dies an zahlreichen Beispielen, als deren schönstes das Aarmassiv und vielleicht auch der Montblanc sowie das Mte. Rosa-Massiv genannt werden können, sich tatsächlich erweisen läßt, ergibt sich ganz naturgemäß eine anfangs etwas paradox klingende Folgerung:

Die Zentralmassive verdanken ihr heutige überragende Höhenlage nicht der Härte der in ihnen zutage tretenden Granite, Gneise usw., sondern dieses Zutagetreten älterer Gesteine in ihnen ist die Folge früherer, präerosiver Aufsattelung. Die größere Härte der Kerngesteine dieser Sättel hat sie nicht vor Verebnung schützen können, so daß ihre heutige

Da auch hier Verebnungen zwischengeschaltet sind, ist diese Arbeit ebenso wie die zitierten die Cascade Range behandelnden von besonderem Interesse für das alpine Problem, zumal in ihnen zahlreiche die Methode betreffende Winke enthalten sind. — Übrigens ist auch DILLERS Analyse des Klamath-Gebirges ein Muster morphogenetischer Darstellungsweise.

Höhenlage erst wieder durch eine zweite posthume Auffaltung bewirkt worden ist. Was für die einzelnen Zentralmassive gilt, hat auch Geltung für die Gesamtalpen.

Wenn wir eine Karte konstruieren, in der wir die jeweils höhengleichen Gipfel zahlreicher enggestellter Querprofile unter sich achsenparallel verbinden, so erhalten wir die ungefähren Isohypsen der posterosiven Verbiegung der Alpen. (Vgl. Fig. 12). Auf einer solchen Karte werden naturgemäß im großen zahlreiche Übereinstimmungen mit dem Verlauf der geologischen Grenzen zu beobachten sein, wie sich aus dem oben aufgestellten Gesetz der Zentralmassive¹⁾ ergibt. Aber doch werden die neuen Hebungsachsen („aires de surélévation ranimés“, vgl. E. DE MARTONNE a. a. O. 1909, S. 508) nicht so völlig den älteren Linien folgen, als daß nicht oft genug sich Abweichungen finden müssen. Diese sind somit der graphische Ausdruck der Interferenzen der einzelnen Aufwölbungsphasen, nicht aber spiegeln sie die Intensität der letzten Aufbiegung. Solche Beziehungen älterer und jüngerer Verbiegungen zu einander sind umso interessanter, als bisher unsere Kenntnis epeirogenetischer Vorgänge noch recht gering ist. In unserem Gebiete treten neben den Interferenzen der Bewegungen verschiedenen Alters auch solche verschiedener Richtung auf. Fast scheint es, als sei seine Lage am Scheitel des Winkels zwischen der ostwestlichen Richtung der Ostalpen und der nordsüdlichen der Westalpen daran schuld, daß bald die eine, bald die andere Tendenz sich stärker fühlbar machte. So nimmt die letzte, mehr „Ostalpine“ Aufwölbung z. B. noch deutlich Rücksicht auf die ältere Transversalrichtung, die zwischen Montblanc und Gd. Combin die Ferretmulde schuf. Andererseits wird die alte Senke der Ofenhorndecke ebensowenig berücksichtigt, wie die alte Hebungszone der Aigs-Rouges. Ein vorzügliches Beispiel bietet sich auch dort dar, wo die transversale Senke der präerosiven Zinalmulde von der posterosiven Längsantikline der Aarmassivachse rechtwinklig geschnitten wird. Wenn man den Ostrand dieser Zinalsenke am Zermatter Tal mit dem Ostende der

¹⁾ Dieses Gesetz gilt in gleicher Art und Schärfe für die Mittelgebirgshorste: Harz, Riesengebirge, Böhmerwald, Rheinische Masse waren im Alttertiär völlig verebnet, d. h. ihre härteren Gesteine überragten das umliegende weichere Land nicht nennenswert. Erst eine posterosive Phase schuf die heutigen Verhältnisse und belebte die subsequenten Tendenzen. Für die Umkehrung vergleiche das Rhônetal! Für weitere Beispiele siehe v. STAFF und RASSMUS. a. a. O. S. 379–80.

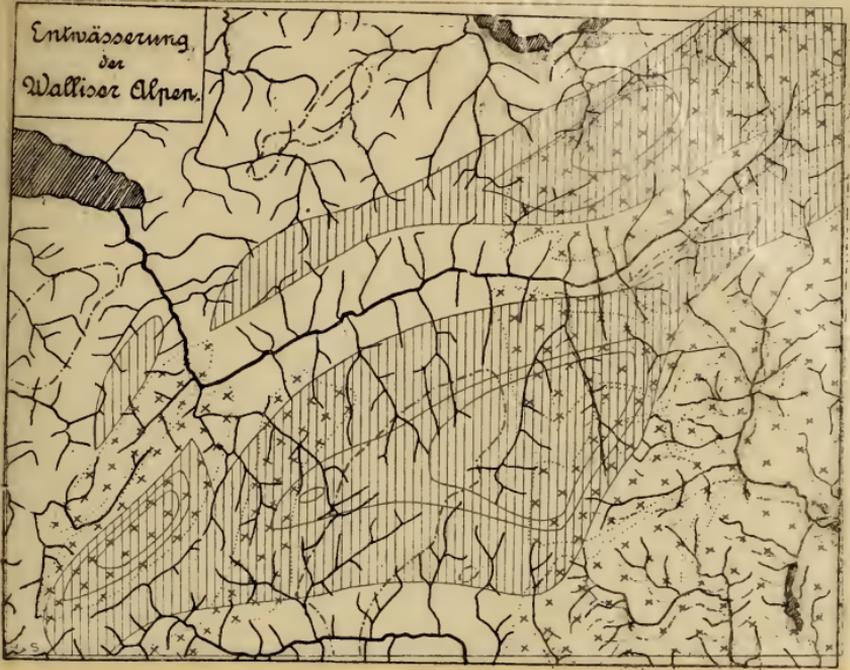


Fig. 12.



Fig. 12.

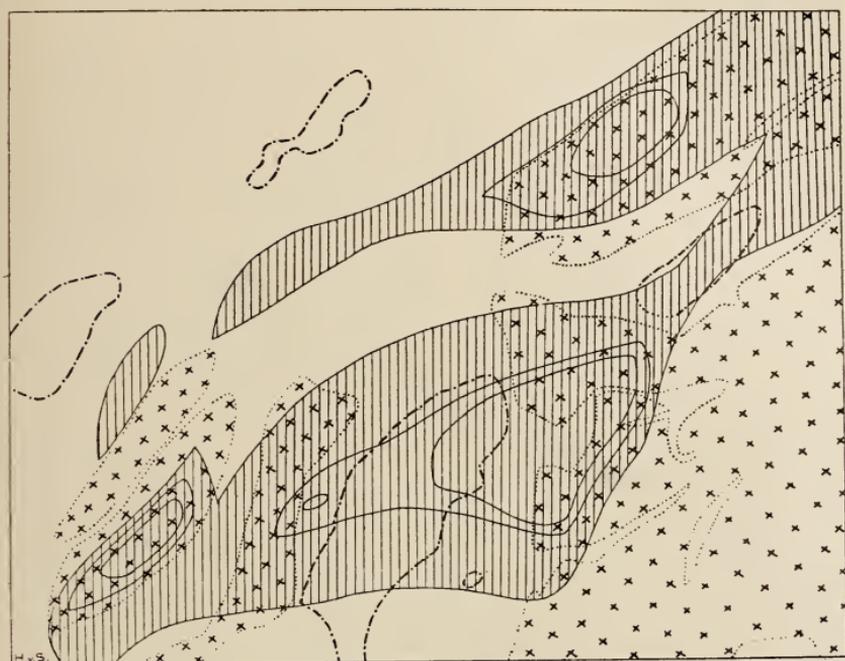


Fig. 12. (Deckblatt).

Entwässerung der Walliser Alpen.

Fig. 13.

Tektonisch-morphogenetische Kartenskizze
der Walliser Alpen.

---. Begrenzungen der Überschiebungsdecken im Chablais, in den Freiburger Voralpen, in der Ofenhorngruppe und im Gebiet der Dentblanche und des Mt. Pillonet.

..... } Grenzen und Areal der präkarbonen krystallinen Gesteine (mit
 ×××× } Ausnahme der auf Mesozoikum schwimmenden Dentblanchedecke).

— Ungefährer Verlauf der posterosiven Isanabasen, den heutigen Isohypsen von 3000, 3600 und 4000 m entsprechend.

||||| Areal der über 3000 m aufragenden Rücken.

Weiß gelassen wurde das Areal der postmittelkarbonen Sedimente mit den auf ihnen durch Überschiebung aufgelagerten krystallinen Decken. Zur Vereinfachung der Darstellung sind die tieferen penninischen Decken Argands nicht eingezeichnet.

Die Oleate zeigt deutlich die Abhängigkeit der Hauptflüsse von der posterosiven epeirogenetischen Tektonik und das morphologische Zurücktreten des Einflusses der präerosiven Zusammenschiebungen.

Freiburger exotischen Decken am Thuner See verbindet, so läuft diese Linie entlang an dem Untertauchen des kristallinen Grundgebirges des Berner Oberlandes unter die Sedimentdecke des Zuges von der Gemmi über den Wildstrubel zu den Dents du Midi. Dieser Zug besteht aus den verschiedensten Gesteinen: Jura, Kreide und Eocän sind in reichem Wechsel beteiligt. Die Lagerung ist überaus verwickelt. Die von LUGEON kartierten Teildecken der Dent de Morcles, des Gd. Moeveran, der Diablerets, des Mt. Gond und des Wildstrubel treten nacheinander gipfelbildend auf. In keiner Weise verrät sich hier die alte Mulde: alle tektonisch und stratigraphisch so verschiedenen Gipfel haben die gleiche Höhe, und zwar in fast völliger Übereinstimmung. Von der Gemmi folgen die zahlreichen Gipfel der Wildstrubelgruppe, die fast noch Flächencharakter zeigt (Plaine morte): Großstrubel 3258 m, Weststrubel 3251, Schneehorn 3185 seien genannt. Jenseits des Rawylpases folgt westlich die Wildhorngruppe (auch hier bei les Audannes anscheinend Flächenreste?): Wildhorn 3264; alsdann westlich des Sanetschpasses die Diablerets: Oldenhorn 3124, Diableret 3246 bis 3217. Der Zug vom Haut de Cry 2951 zum Gd. Moeveran 3061 folgt und setzt sich zur Dt. de Morcles 2980 fort. Jenseits des Rhônetales steigen die Dents du Midi 3260 m auf, im Süden folgt Tour Salière 3222 und Mt. Ruan 3047 und die Kette der Tenneverge 2990 bis zum Buet 3109 m.

Dieser einheitlichen Zone ist nördlich (durch eine mehr oder weniger markierte Flexur, die durch die subsequente Senke der Zone des Cols überdies verschleiert wird, abgetrennt) eine zweite vorgelagert, die, gleich unbekümmert um die Struktur, die Gipfel von ca. 2400—2500 m enthält. Vom Niesen am Thuner See 2367 über die Spielgerten 2479, Giffhorn 2543, Gummfluh 2461, Tarent 2531, Tour d'Ai 2334 setzt diese Zone über die Rhône weg ins Chablais, wo ihr etwa Pte. de Grange 2438 und Hautforts 2471 entsprechen. Eine weitere Zone von ca. 2200 m beginnt am Thuner See in der Stockhornkette 2192, um über Schafberg 2224 etwa zur Kette der Vanils und den Rochers de Naye oberhalb von Montreux zu verlaufen. — Der heterogene Charakter dieser Gipfelreihen bei nahezu gleicher Höhe ist auffällig genug, um das Vorliegen ausgeprägter achsenparalleler Zonen der Gipfelhöhen zu erweisen. Für das Wallis wurde dieser Beweis zuvor bereits für die beiden Talflanken des Corbassièregletschers gegeben. Auch der Vergleich der Höhenabnahme der Seitengrater des Zermatter Tales ist beweisend.

Eine Gipfelhöhenisohypsen-Karte der beschriebenen Art würde zwar den Sinn der Hebung in den einzelnen Gebieten recht gut ausdrücken, aber doch deren absoluten Betrag deshalb nicht exakt angeben, da in ihr ja das gesamte Restrelief der vor der Verbiegung eingetretenen Verebnung mit enthalten wäre. Dieses Restrelief läßt sich nur sehr annähernd abschätzen. Was wir darüber wissen, läßt sich lediglich aus der Indifferenz der Gipfelhöhen der Talrichtungen und der Hauptwasserscheide ablesen und ergibt, daß in allen weicheren Gesteinen (als härter erwies sich z. B. der Arollagneis) subsequente Zonen von der Erosion und Denudation nicht bevorzugt wurden, daß also die reichlich spätreife Landoberfläche dem Denudationsniveau bereits ziemlich genähert war.

Die alte Hauptwasserscheide unserer Penninischen Alpen stellte auf der damaligen Peneplain demnach die basisfernste Zentralzone dar. Bei den für eine wohlentwickelte Peneplain üblichen Böschungswinkeln wäre für die einstige Höhe der Wasserscheide gemäß ihrer Basisentfernung kein allzu hoher Betrag anzusetzen. Der ca. 200 km lange Querschnitt durch die Westalpen vom Rhônetal bei Lyon bis in die Poebene trifft beiderseits am Alpenfuß marines Pliocän. Wenn mithin zur Zeit dieser Meeresstände die Verebnung bestand, so wäre die zentrale Wasserscheidenhöhe mit 8—1000 m wohl bereits fast etwas überschätzt, da sie einem Durchschnittsgefälle von 8—10‰ entspräche. Überall dort, wo wir demnach eine stärkere Abdachung in den Alpen für die heutige Gipfeltangentialfläche finden, haben wir spätere Verbiegungen anzunehmen. Ebenso gilt dies für gelegentlich auftretendes Gegengefälle, wie z. B. den Nordflügel der Walliser Rhônetalsenke.

Was also zuvor für die Seitengrate des Corbassièregletschers gesagt wurde, begriff zwar, wie die rasche Höhenabnahme ergibt, die alte Abdachung und die spätere Verbiegung gemeinsam, hat aber trotzdem volle Gültigkeit, da diese Verbiegung ihre Maximalhebungsachse offenbar fast genau an der Stelle der alten Wasserscheide gehabt hat. Wenn wir das Aostatal¹⁾ als Parallelsenke des Rhônetales ansehen, würde (gleichmäßige Wölbung vorausgesetzt) die Hebungsachse ein klein wenig nördlicher fallen, doch da das Beispiel des Aarmassivs uns nach Analogie auf eine asymmetrische, nach

¹⁾ Vgl. auch die Darstellung bei ARGAND, Rev. de Géogr. ann. III 1909, S. 381—391. Die Senkung, die nach diesem besten Kenner der Tektonik dieses Gebietes in so auffälliger Weise mit der Talrichtung übereinstimmt, wäre nach meiner Ansicht evtl. in eine prä- und eine post-erosive Einmuldungsphase zu zerlegen.

Süden steiler abfallende Aufwölbung hinweist, zudem auch noch transversale Achsen interferieren dürften, mag diese Frage offen bleiben. (Vgl. auch das Veltlin, Grésivaudan usw. sowie S. 41, 49, 63.)

Auch der Sedimentcharakter des älteren Pliocäns am westlichen wie südlichen Alpenrande ist für ein sehr geringes Relief des peneplainisierten Ursprungsgebietes beweisend (vgl. für diese Frage BRAUN a. a. O. S. 9—11), während zur jüngeren Pliocän- bzw. Präglazialzeit sich in großer Ausdehnung grobe Schottermassen anhäufte (z. B. Plateau von Chambaran und „älteste Decken schotter“), was für eine Neubelebung der Erosion durch epirogenetische Hebung spricht, die bereits vor dem Einsetzen der Vereisung erfolgte.

B. Die Morphogenie der Walliser Alpen im Vergleich mit der anderer Gebiete.

I. Wallis.

Es ist nun zunächst notwendig, die Ergebnisse der Untersuchungen der einzelnen Formelemente der Walliser Landschaft zusammzusetzen, um festzustellen, ob die unabhängig voneinander gewonnenen Anschauungen sich zu einem einheitlichen Gesamtbilde zusammenfügen:

Die Betrachtung der Gipfelhöhenkonstanz wie der Talrichtungen ergab, daß beide in völlig entsprechender Weise weder die Gesteinshärte noch die ursprüngliche tektonische Initiallandschaft berücksichtigen, und daß beide im heutigen Zyklus weder entstanden sein können noch in ihm sich dauernd zu erhalten vermögen. Somit wurde die Annahme einer fast völlig niedergeschliffenen, dem Denudationsniveau genäherten ehemaligen Peneplain notwendig, die in präglazialer Zeit gehoben wurde, wodurch die Belebung der Erosion ihre Reste mehr und mehr zum Verschwinden brachte, indem subsequente Tendenzen sowohl in der Entwässerung als in der Zerschneidung der einzelnen Grate sich zunehmend bemerkbar machen. Da die jüngsten Decken von der Verebnung gleichfalls betroffen worden sind, so bleibt also für die Dauer des Peneplainisierungsvorganges nur der Abschnitt zwischen dem jüngsten Deckenschub und der präglazialen Hebung. Diese Hebung erreichte im Wallis einen höchst ansehnlichen Betrag, der auf mehrere 1000 m (z. T. mindestens 4000 m) zu beziffern ist. Das zonenweise Abklingen der Gipfelhöhen nach

Norden und Süden zeigt demnach, daß nicht nur eine Hebung, sondern auch eine Verbiegung der alten Peneplain stattfand. Einige Unregelmäßigkeiten der Gipfelhöhenfläche deuten an, daß diese Verbiegung im wesentlichen früheren tektonischen Differenzierungen von neuem morphologischen Ausdruck verlieh, wenn auch die neuen Faltenwellen ganz wesentlich weiter und flacher gespannt sind.

Mit diesem Gesamtüberblick über die Landschaftsentwicklung der Walliser Alpen stehen alle in den vorangehenden Abschnitten analysierten Formelemente völlig im Einklang und finden in ihm eine naturgemäße Erklärung. Ehe wir aber die hier skizzierte Entwicklung als die wirkliche Geschichte unseres Gebietes hinstellen wagen dürfen, ist noch zweierlei nötig: Einmal muß die morphologische Einheitlichkeit und damit innere Möglichkeit unserer Synthese dadurch prinzipiell bewiesen werden, daß in einer Reihe anderer gut durchforschter Gebiete ein gleicher Formenschatz mit gleicher Entstehungsgeschichte aufgezeigt wird; und zweitens muß die Anwendung einer dergestalt im allgemeinen durch Analogie gestützten Auffassung auf die Walliser Alpen im besonderen dadurch als erlaubt nachgewiesen werden, daß der Beweis erbracht wird, daß die Gesamtalpen in ihren wesentlichen Zügen gleichfalls diesem Gesamtbilde sich einfügen.

II. Cascade Range, Jura.

Die erste dieser Forderungen ist sehr leicht zu erfüllen. Bis in die Einzelheiten hinein läßt sich das Bild der Walliser Alpen in der Morphogenie der Cascade Range¹⁾ wiederfinden,

¹⁾ Wenn auch „die Kordillere Südamerikas“ noch nicht als gut durchforscht gelten kann, so sei hier doch des Zusammenhanges wegen betont, daß STEINMANN (a. a. O. 1910, S. 30, 34, 35) deren „Hauptfaltung zur älteren oder mittleren Tertiärzeit“ ansetzt. „Die Anzeichen alter Fastebenen in bedeutenden Höhen des Gebirges (3000—4000 m) gestatten aber den Schluß, daß die spätere Form des Hochgebirges noch nicht vorhanden war und dieses erst durch eine beträchtliche regionale Hebung, etwa zu Beginn des Jungtertiärs, entstand.“ — „Die Hebung ist bis in die jüngste Zeit ungleichmäßig gewesen, und Seitendruck und Faltung haben ihren Anteil daran gehabt.“ Obwohl genauere Datierung der Phasen noch unmöglich ist, dürfte als gesichert gelten können, daß auch in der Kordillere zwischen Hauptfaltung und differentieller Hebung zur heutigen Höhe eine Ver-ebnungsphase sich zwischenschaltete, die eine Peneplain entstehen ließ. Weitere analoge Fälle aus California, Rocky Mts., Bighorn Mts. usw. hier anzuführen, fehlt der Raum; darum sei hier kurz auf die Veröffentlichungen der U. S. Geol. Survey verwiesen. Für die drei Erosionszyklen der Südkarpaten vgl. E. DE MARTONNES vorzügliches Werk (a. a. O. 1907). Auch für den Tienschan liegen bereits zahlreiche

wie sie von RUSSEL, G. O. SMITH und BAILEY WILLIS geschildert worden ist. Dort ist als ältestes Stadium (Methow stage) nachweisbar „a peneplain with monadnocks“, und das Alters des Beginnes dieser Verebnung (die spätmiocäne Schichten in Mitleidenschaft zieht und nahezu völlig durchgeführt war) ist als postmiocän anzusetzen. Das zweite Stadium ist durch eine Hebung von 600—800 m (2000—2500 ft) eingeleitet und hat nach Beendigung der Tiefenerosion die Täler auf über 10 km Breite durch Lateralerosion gebracht, ohne daß bereits die ältere höhere Fläche mit ihren vereinzelt Härtingen unkenntlich geworden ist. Der Beginn dieses zweiten Zyklus (Entiat stage) ist an das Ende des Pliocäns zu verlegen, denn „the very long time required to accomplish such extensive and uniform leveling (nämlich die Methow-Peneplain) appears reasonably to occupy most of the Pliocene and to bring the date of the next stage near the close of that epoch“.

Das dritte Stadium der Kaskadenkette (Twisp stage) beginnt mit erneuter Hebung von etwa 1300 m (4000 ft) und hat vor dem Beginn des quartären Gletschervorstoßes in die Täler bereits Canons eingetieft, die in den Hauptflüssen und damit auch am Unterlauf der Nebenflüsse die maximale Tiefenerosion schon vollendet haben. Der Gletschervorstoß füllt mit Eis und Moränenmaterial diese präglazialen Täler des Twisp-Stadiums auf (Chelan stage). Das abschmelzende Eis hinterläßt gewaltige Schottermassen in den Tälern, deren Wiederaustiefung usw. die Aufgabe der Gegenwart (Stehekin stage) ist.

Für das Wallis wichtig ist in dieser Übersicht, daß BAILEY WILLIS eine Zeitspanne, die noch nicht einmal das ganze Pliocän umfaßt, für ausreichend hält, in Gebirgen aus Gneis, Granit, Basalt usw. eine nahezu vollkommene Peneplain herzustellen. Diese Feststellung ist um so bemerkenswerter, als durch sie MACHACEKS offenbar wohl nur auf mangelnder Kenntnis amerikanischer Literatur beruhende Anzweiflung (a. a. O. 1905, S. 64) von BRÜCKNERS Ergebnissen im Schweizer Jura ziemlich hinfällig wird. BRÜCKNER hatte im Jahre 1903, in dem auch SMITH und BAILEY WILLIS ihre Arbeiten über die Cascade Range veröffentlichten, für den Schweizer Jura ein völlig entsprechendes Ergebnis ausgesprochen: „Die erste Faltung erfolgte nach Schluß der Miocänzeit, denn die Schichten des Obermiocän sind mitgefaltet. Jünger ist die

einschlägige Beobachtungen vor: hier sei nur auf MERZBACHERS vorzüglich instruktive Photographie Taf. 37 in Heft 5, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin, 1910 hingewiesen.

Entstehung der Abtragungsfläche, denn sie durchsetzt diese Falten. Andererseits hatte der Jura unmittelbar vor Beginn der Quartär-Periode schon seine heutige (Höhen-) Lage. Sonach fällt sowohl die Abtragung des Jura als seine zweite Dislokation in die Pliocänzeit.“ Dieses Resultat, das ich nach meinen eigenen Beobachtungen in jedem Worte unterschreiben möchte, wurde von MACHACEK abgelehnt, weil der zur Verfügung stehende Zeitraum für „die Abtragung von mindestens 500 m mächtigen Schichten“ nicht genüge: „In den nordamerikanischen Appalachien z. B. genügte die Zeit vom Schlusse der Kreide bis zum Pliocän noch nicht, um ein mäßig hohes Mittelgebirge einzuebnen.“ MACHACEK verfiel hier in den gleichen Irrtum, den FRECH (a. a. O. 1909, S. 26) in dem Böhmerwald beging, und dessen Widerlegung ich in einer früheren Arbeit bereits in die Worte faßte: „Nicht die absolute Länge des Zeitraumes der Gesamtdenudation, sondern das Stadium innerhalb des laufenden Zyklus ist maßgebend für den Formenschatz.“ In den Appalachien ist nämlich erstens ein cretacischer Zyklus so völlig zum Abschluß gekommen, daß nur äußerst wenig Reste von Monadnocks auf dieser spätcretacischen (Cumberland-) Peneplain erhalten geblieben sind. Dann setzte sowohl das Alttertiär als das Neogen mit je einer Hebung ein, und beide so erneute Zyklen haben eine wohl entwickelte Peneplain geschaffen. Diese drei Peneplains sind ineinander, infolge der beiden tertiären Hebungen, derart eingeschachtelt, daß jeweils auf der jüngeren die Reste der älteren als Monadnocks stehen geblieben sind. Somit ist MACHACEKS Versuch, die Appalachien als Kronzeugen gegen die Juramorphogenie aufzurufen, als verfehlt anzusehen¹⁾. Wie schnell Verebnungen auch in harten Gesteinen tatsächlich vor sich gehen können, beweist u. a. in Deutschland ja genugsam die Entstehung des oberen Troges im Rheintal, wie sie DAVIS (a. a. O. 1898, S. 191) als erster darstellte²⁾.

¹⁾ Vgl. die Darstellungen von HAYES, CAMPBELL, JOHNSON u. a.!

²⁾ Nach MORDZIOL (a. a. O. 1910, S. 15, 16) wurde eine nahezu greisenhafte Peneplain „gegen Ende der Untermiocänzeit“ gehoben, und „bereits zur Pliocänzeit waren die entstandenen Höhenunterschiede zum größten Teil wieder ausgeglichen und eine ähnliche peneplainartige Gestaltung des Rheinischen Schiefergebirges erreicht, wenn auch in schwächerem Maße wie zur Untermiocänzeit“. Also ein Teil der Miocänperiode genügt zu erheblichen Verebnungen! — Auch im letzten Abschnitte des Miocän war nach DILLER in der Coast Rge. nach einer bereits toward the close of the miocene erfolgten Hebungs- und Dislokationsperiode (Post-Klamath faulting) noch Zeit genug für ¹⁾ completion of the Bellspring peneplain; ²⁾ den Post-Bellspring uplift; ³⁾ die

Im Kaskadengebirge wie im Jura finden sich die denkbar schönsten Beispiele von Flüssen, die von der Verebnungsfläche übernommen und bei der posterosiven Hebung eingetieft wurden. Diese Täler nehmen naturgemäß keinerlei Rücksicht auf die Struktur, und die Härte der Gesteine äußert sich gleichfalls erst im laufenden Zyklus: Yakima River (SMITH: a. a. O., Taf. VI) zwischen North Yakima und Ellensburg ist ein völliges Analogon etwa zu der klusenreichen Birs des Jura.

Daß hier so energisch die Möglichkeit kurzfristiger Verebnungen betont wird, hat seinen Grund darin, daß wir sie zwar für das Wallis, in dem jüngere Schichten als Jura nicht bekannt sind, weniger benötigen, dafür aber die Morphogenie des Chablais anders nicht erklärbar ist.

Denn für die letzten Deckenschübe des Nordschweizer Alpenrandes dürfte es evtl. notwendig sein, ein postmiocänes Alter¹⁾ anzunehmen. — Ob man nun ARN. HEIMS Gedanken-
gängen (a. a. O. 1906, S. 460) folgen und den Säntis „im älteren Mittelplicän“ an Ort und Stelle anlangen lassen will, oder ob man bereits im untersten Pliocän das Deckenphänomen abgeschlossen sein läßt, immer bleibt wohl für Verebnungsvorgänge vor der letzten, posterosiven Hebung nur ein Teil des Pliocäns übrig. Daß dieser Zeitabschnitt im Chablais und den Freiburger Alpen die gleichen Wirkungen hervorbringen konnte wie im so nahe gelegenen Jura, dürfte wahrscheinlich genug sein. Parallelisieren wir die einzelnen Stadien der betrachteten Gebiete, so erhalten wir also folgendes Schema (siehe S. 59).

Zu dieser rein schematisch gehaltenen Tabelle ist zu bemerken, daß das genaue Datum des Schubes der Dentblanche-Decke nicht näher bestimmbar (also willkürlich eingetragen) ist. Nach C. SCHMIDT hat sie eine andere weit südlicher gelegene Wurzelzone als die nördlichen Schweizerdecken. Sie kann demnach ebensowohl gleichalt als ev. auch wesentlich höheren Alters sein. Nichts hindert uns bisher, ihre Ankunft

Ausbildung der Sherwood-peneplain; ⁴⁾ den Post-Sherwooduplift; ⁵⁾ die Entstehung breiter Täler des Garberville-Stadiums; ⁶⁾ die Senkung der Post-Garberville subsidence und ⁷⁾ den Absatz von brackischen Sedimenten mit einer „warranted“ obermiocänen Flora des Hyampom-Hayfork-Stadiums! (a. a. O. 1902, S. 11, 12 und 42, 43.)

¹⁾ Zur Zeit, als noch „die Überschiebung des vindelicischen Gebirges nach Süden über den Nordrand des helvetischen Gebirges“ für möglich gehalten wurde, setzte C. SCHMIDT diese „zu Ende der Eocän- resp. Oligocänzeit“ (Livret Guide, S. 123), während er die „Glarner Doppelfalte“, nach heutigem Wissen also auch eine Überschiebung, der „nachmiocänen Alpenerhebung“ zurechnet (S. 124).

Ungefähre Horizontierung	Cascade Range	Jura	Ostschweizer Decken-gebiet	Chablais	Wallis
Gegenwart-Postglazial	Fluviatile Umwandlung der glazialen Residuallandschaft (Stehekin-stage)	Fortstreiten der fluviatilen Zertalung, nur lokal und zeitweise unterbrochen durch Invasionen des alpinen Eises	Wiederauftreten der spätglazial verschütteten Täler durch fluviatile Erosion; Gorges de Raccordement; Riegedurchschneidung; moränale Talepigenie; Auffüllung und Abzapfung der Seen usw.	Talverschüttung durch Rückzugsmoränen, Bergstürze, Schuttkegel sowie Wasser (Seebildung)	
Glazial	Talverschüttung, Seebildung usw. Vordringen des Eises und Ausbildung des typischen glazialen Formenschatzes (Chelan-stadium) Fluviatile Cañon-bildung des Twisp-Stadiums	Präglazial-glaziale III. Hebung und Verbiegung	Erosion der Täler in mehreren Epizyklen durch Wasser und Eis; Übertiefen der Haupttäler usw., fortdauernde differentielle Hebung		
Präglazial-Oberstpliocän	Bildung der „Entiat-plain“	Randliches Einschneiden der präglazialen Rumpf-fläche	Bildung der reifen präglazialen Tallandschaft		
	„Methow-plain“	Posterosive II. Hebung und Verbiegung des Oberpliocäns		Gipfelhöhenneplain	
Unterst-pliocän-Oberstmiocän	I. Hebung und sogenannte „Post-miocäne Faltung“	Präerosive Einsenkung der Deckenmulden und I. Hebung der Zentralmassive	Ankunft der Decken	Beginnende Erosion des Molassegebirges	
Obermiocän	Ellensburg-Formation	Öhninger Molasse	Molasse-Faltung		Ankunft der Dent-blanche-Decke

im Wallis etwa im Miocän anzunehmen. Nach LUGEON, ARGAND usw. würde sie freilich wohl evtl. die jüngste aller Westalpendeckensein, also ebenso wie die Säntisdecke etwa ins unterste Pliocän zu setzen sein. Da das jüngste Gestein der Unterlage, welches somit mechanisch dem Flysch des Nordrandes entspricht, jurassischer Glanzschiefer ist, wird die Altersfrage wohl erst durch Fixierung des Zeitpunktes der frühesten Verebnung des Wurzelgebietes der Ivreazone lösbar sein; tektonische Probleme sind ja überhaupt vielfach morphogenetischer Behandlung zugänglich.

III. Ostschweiz, Dauphiné.

Somit ist die prinzipielle innere Möglichkeit unserer im Wallis gewonnenen Anschauung durch eine Reihe von Beispielen genugsam dargetan, und es wäre noch der Nachweis zu erbringen, daß die wichtigsten morphologischen Züge des Wallis auch in den anderen Teilen der Alpen sich wiederfinden und in gleicher Weise gedeutet werden können. Diesen Nachweis im einzelnen zu führen, würde hier zu viel Raum einnehmen, so daß nur einige wichtige Gebiete kurz berührt werden sollen. Die oben angeführten Worte HEIMS zeigen schon genugsam, wie allgemein verbreitet in den Schweizer Alpen die Züge sind, die eine pliocäne Verebnung und darauffolgende voreiszeitliche Hebung und beginnende Zertalung zu ihrer Erklärung verlangen. Nur als antezedent können ja z. B. auch die Täler der Aare und Reuß betrachtet werden. Nur als jung, d. h. posterosiv dagegen ist das Vorderrheintal aufzufassen, das so viel Analogien zu dem oberen Rhônetal bietet. Biegt doch z. B. von dem so gipfelhöhengleichen Massiv des St. Gotthard die alte Hauptwasserscheide ebenso nach Südosten (über die Rheinwald- und Tambohorngruppe zum Disgrazia-Berninamassiv), wie es im Südwesten (über das Ofenhorn und die Walliser Grenzkette zum Montblanc) geschieht (vgl. die Lage der Firnfelder der eidgen. Schulkarte 1:200 000 sowie die oberitalischen Seen!). Splügen, St. Bernardino und Lukmanier sind ebenso subsequeute Pässe als Theodulpaß, Fenêtre de Balme, Großer St. Bernhard und Col Ferret. Die Rheintäler von Oberhalbstein-Lenzerheide sowie von Avers-Schams sind genau so lang im Gegensatz zu den kurzen Bächen der Südseite der Windgällen-Tödi-Segneskette, als es die Walliser Täler sind gegenüber der Südhangentwässerung des Diablerets-Wildhorn-Gemmi-Zuges. Und dabei sind die dem Rhônetal abwärts von Martigny nächsten Walliser Täler von Ferret,

Entremont und Bagnes ebenso ihr zugeneigt, als es Lenzer-, Hinterrhein- und Safiental zu dem Rheintal von Ragaz sind, während die oberen Bündner wie Walliser Täler seltsam steil und kompromißlos gegen die Rhône-Rhein-Furche anstoßen. Es ist nicht sicher, ob diese einst vor der verbiegenden Hebung der Penepplain nach Norden zu ebenso über die Achse des Aarmassivs flossen, wie es Aare und Reuß noch heute tun, da sie weniger gestört wurden von der Rhein-Rhône-Synkline, welche hier — zwischen der Gotthard-Basodino-Achse ¹⁾ und der Damma-Oberalpstock-Linie eingeengt — nur wenig oder gar nicht sich vertiefte. Aber wenn auch der Kunkelpaß ²⁾ nach HEIM für den Hinterrhein das jugendliche Alter der subsequenten Abzäpfung erweist, liegt noch keine ebenso sichere Erklärung der Pässe von Sanetsch, Rawyl, Gemmi, Grimsel sowie Felli, Krüzli, Sandalp, Kisten, Panix und Segnes vor.

Für die Zeitbestimmung ist wichtig, daß die Schluchten der Reuß und Aare ein Gebiet durchfließen, das von der Decke überschritten wurde, deren Reste als Giswyler Stöcke, Stanserhorn und Mythen vorliegen. Diese Decke ist ident mit der unteren (Klippen-) Decke des Chablais und der Freiburger Alpen. Die Verebnung konnte erst nach dem Deckenschub eintreten und wohl erst mit ihr die Flüsse ihre indifferente Richtung erhalten. Somit ist die obere Reuß und Aare erst im Pliocän angelegt, was zwar LUGEONS Ansicht von ihrem miocänen Alter (a. a. O. 1897, S. 13) widerspricht, aber wohl erklärt, warum „en Suisse les dépôts de poudingues ne coincident plus exactement avec les points de sortie des vallées transversales“ (a. a. O. 1901, S. 314). Wie LUGEON hier sehr richtig bemerkt, hat der Deckenschub und die Faltung „boulversé l'hydrographie miocène“. Die einzige Gegend der Westalpen, deren Flußsystem bisher Gegenstand genetischer Studien war, muß um so mehr hier herangezogen werden, als diese Untersuchungen von einem Forscher ausgingen, der zugleich ein vorzüglicher Kenner der Tektonik war und umfangreiche geologische Kartierungen daselbst durchgeführt hatte.

¹⁾ Diese beiden Massive gehören tektonisch zusammen: ihre heutige Trennung verdanken sie der Subsequenzzone, die vom St. Giacomo- und Nufenen-Paß durchs Bedrettal über Airolo einerseits ins Valle Leventino bis zu dessen Beugung bei Faïdo, andererseits ins Val Piora und über den Lukmanier ins Val di Campo zieht.

²⁾ Calanda, Stätzerhorn und Catogne entsprechen sich morphogenetisch ebenso wie Kunkels, Lenzerheide und Champex, Domleschg, Oberhalbstein und oberes Entremont, Reichenau, Tiefenkastel und Orsières.

LUGEON kommt zu dem Schlusse, daß die Täler der französischen Alpen im Dauphiné und in Savoyen völlig indifferenten Charakter zeigen: „aucune vallée qui soit en harmonie avec le plissement“. Und er fährt fort (a. a. O. 1901, S. 409): „Die Gesamtheit der Tatsachen führt uns zu dem Schluß, daß die Täler der Schubdecken angelegt wurden auf einer jetzt völlig verschwundenen Oberfläche zur Zeit, als noch enorme Flyschmengen auf den Decken lagen. So wären die Täler also epigenetischer Natur. Die Indifferenz, die z. B. der Giffre zeigt, der seine Richtung allen Änderungen der Schichtstellung zum Trotz beibehält, beweist uns, daß die heute sichtbaren tektonischen Verhältnisse sich an der Oberfläche nicht fühlbar machten, als der Fluß seinen Weg zum Außenrand einschlug.“ Es ist interessant zu sehen, daß LUGEON in seinem Gebiete zu genau dem gleichen Schlusse gedrängt wird, daß eine heute zerstörte Abdachungsfläche die Flußläufe bestimmt habe, ohne aber die gleiche Konsequenz zu ziehen. Seiner Epigenie stelle ich die Antezedenz entgegen, da die Annahme einer gewaltigen Flyschbedeckung im Wallis nicht zulässig ist und somit LUGEONS Erklärung hier versagt. Daß LUGEON überhaupt eine so gezwungene Erklärung annehmen konnte, erklärt sich wohl aus dem Umstande, daß die Penepplaintheorie zur Zeit seiner Untersuchungen noch wenig in Europa bekannt war. So zog er denn auch die übrigen morphologischen Elemente der Gegend, obwohl er sie genau kannte und klar beschrieb, nicht gleichfalls zu einem Gesamtbilde heran, das alsdann ihm sicherlich durch Epigenie nicht erklärbar erschienen wäre. So berichtet er (a. a. O. 1901, S. 306) vom Massiv des Genevois (beiderseits vom Lac d'Annecy): „Die höchsten Gipfel, die ihr Urgongewölbe intakt behalten haben, bleiben unterhalb von 2400 m (Tournette 2357 m, Bargo 2305 m, Sambuy 2203 m). Die höheren Urgonauftragungen sind alle“ (wahrscheinlich gegen oder nach Ende des Mittelpliocäns, vgl. S. 311!) „abgetragen worden: so sieht man denn an der Stelle aller Antiklinen, die gegen 2500 m und mehr erreichen sollten, tiefe Antiklinaltäler.“ Diese Gipfelhöhenkonstanz in Verbindung mit so ausgesprochener Inversion des Reliefs entspricht also einerseits genau dem Wallis, Chablais usw., läßt sich andererseits aber nur durch die posterosive Hebung einer Verebnungsfläche deuten, deren indifferente Flüsse hierbei übernommen wurden. Daß hierauf subsequente Anzapfungen sich ereignen mußten, ist klar,

und LUGEON verzeichnet deren auch eine sehr ansehnliche Zahl, die alle mindestens ebenso jugendlich aussehen wie die Walliser und Bündner.

Besonders interessant ist der Vergleich des Längstals von Grésivaudan mit der Rhein-Rhône-Narbe¹⁾. Hier wie dort „un effondrement s'était produit parallèlement au massif cristallin, postérieurement au plissement définitif“ (début du pliocène, vgl. S. 311!) „et par conséquent après l'installation des cours d'eau“ (a. a. O., S. 422 Anm.). Also eine an sich bereits zur Subsequenz prädestinierte Längszone wird tektonisch versenkt. Diese Senkung ist gering im Grésivaudan, darum erfolgte die Längstalbildung später als bei Rhône und Rhein, so daß die indifferenten Transversalflüsse viel tiefere Scharten im nördlich vorgelagerten Walle einschnitten, ehe sie abgezapft wurden. Die toten Täler von Ugines-Faverges-Annecy, von Morienne-Col Tannie-Faverges, von Chambéry sind treffliche Beispiele. Also auch hier extreme Jugend aller subsequenten Veränderungen, statt daß (wie im Falle einer Epigenie zu erwarten wäre!) Abzapfungen jedes Alters sich finden. Auch für die Quertäler talaufwärts vom Grésivaudan steht nach TERMIER und LUGEON (a. a. O., S. 427—428) die Indifferenz fest, wie auch die Gipfelhöhenkonstanz wohl entwickelt ist, so daß die Analogie mit dem Wallis scharf hervortritt. Vom Dauphiné bis zum Rhein ist also meine Erklärung anwendbar.

IV. Ostalpen.

In den Ostalpen liegen die Verhältnisse weniger günstig, da die Tektonik hier vielfach noch wenig geklärt ist. Andererseits hat die geringere Hebungshöhe hier Flächenreste in größerer Ausdehnung bewahrt, wie schon für die Wocheiner Save oben bemerkt wurde. Für die Höhenkonstanz flachkuppiger Gipfel ist das Ortlergebiet ein eben so schönes Beispiel wie die Zillertaler oder Oetztaler Alpen. Auch hier ist

¹⁾ Zu weit würde hier die interessante Frage führen, ob auch das Aostatal, Engadin und das Val Tellina Verbiegungsmulden der Peneplain sind. Jedenfalls ist hier die alte Hauptwasserscheide trotz zahlreicher Abzapfungen noch leicht zu konstruieren. Besonders instruktiv ist die Gegend zwischen Unterengadin und Ortler (Livigno und Münstertal), wo vor allem subsequente Pässe (Livigno- S. Giacomo de Fraele, Ofenpaß usw.) bei vorzüglicher Höhenkonstanz trotz komplizierter Struktur sich finden. Auch die Pässe von Septimer über Julier, Albula, Scalletta, Flüela zum Futschöl sowie Val Viola, Wormser und Stilsfer Joch bieten anregende Probleme. Auch die von PENCK und SALOMON angenommene Abzapfung am Aprica-Paß bei Edolo gehört in diese Betrachtung.

der Inn zwischen Landeck und Achensee ein junges Längstal, das alte indifferente Quertäler abgezapft hat. Somit fanden früher einmal die Nordhänge der Ötztaler und Zillertaler Alpen über den Fernpaß, durchs Isartal und den Achensee ihre direkte Entwässerung. Dieses Innthal und ebenso das Längstal der Salzach und der Enns ist also direkt analog dem Grésivaudan bzw. der Rhein-Rhônefurche, nur daß hier in den Ostalpen eine reine Subsequenzzone vorliegt an der Grenze des krystallinen Kerns gegen die Sedimenthülle, die wohl z. T. keine so starke posterosive Einmuldung mehr erfahren hat. Auch im übrigen weisen hier natürlich einige Züge ein etwas verändertes Gepräge auf, indem der Zeitraum der Peneplainisierung in den Ostalpen vielleicht länger ist als im Westen, so daß eventuell schon im Obermiocän die Verebnung weit vorgeschritten war. Aber, und das ist das wichtigste für unsere Untersuchungen, vorhanden war die Verebnung in spättertiärer Zeit: Nicht nur die gewaltigen Flächenreste, die die permeablen Kalktafeln wohl bewahrt haben, und die z. B. Steinernes Meer, Hagen- und Tennengebirge, Dachstein und Totes Gebirge trotz tiefer Zerschertung noch immer als einst zusammengehöriges Plateau erkennen lassen, sondern die Reste tertiärer Flußschotter¹⁾ hoch oben auf den Gipfflächen sind ein schlagender Beweis für Peneplainisierung und darauffolgende Hebung. Da diese Schotter zwar lange bekannt, aber mehrfach falsch gedeutet worden sind (z. B. als Gosaukonglomerate), sollen einige an etwas entlegener Stelle veröffentlichte Worte von E. v. MOISISOVICS hier wiedergegeben werden, die um so eindrucksvoller sind, als dieser so vorzügliche Ostalpengeologe die Bedeutung der Tatsachen in vollem Umfange erkannte. Er schreibt (a. a. O. 1905, S. 53 bis 56):

„Die Schlußfolgerung, welche wir oben für das Dachsteinplateau ableiteten, ist daher dahin zu erweitern, daß zwischen dem Dachsteinplateau, dem Rötelstein und dem Toten Gebirge ununterbrochene Kommunikationen bestanden haben müssen, auf welchen die aus den Zentralalpen kommenden Flüsse quer über das gleichfalls noch nicht vorhandene Ennstal ihren Lauf gegen Norden über die damals als getrennte Gebirge noch nicht existierenden Kalk-

¹⁾ Daß ein glaziales Alter dieser Schotter völlig ausgeschlossen ist, bewies E. BRÜCKNER bereits 1886 (a. a. O., S. 41–42); daselbst auch Literaturangaben über die entsprechenden Funde von v. FRIES, PENCK, SIMONY, DIENER.

flächen nehmen konnten. Die Herausmodellierung des heutigen Reliefs kann daher in unseren Gegenden erst gegen Ende der Tertiärzeit unter dem Zusammenwirken großartiger Vertikalverschiebungen und bedeutender Erosionsarbeit stattgefunden haben.“ — „Die hier geschilderten Vorkommnisse tertiärer Hochgebirgsschotter sind durchaus nicht auf die Nordkalkalpen beschränkt. Vor Jahren bereits erwähnte ich das Auftreten loser Augensteinschotter in der Gipfelregion der Hochpetzen, südlich von Bleiburg in Kärnten (Verhandl. der k. k. Geol. R.-A. 1870, S. 160). Nach den Aufnahmen von F. TELLER (Erläuterungen zur geol. Karte der östlichen Ausläufer der karnischen und julischen Alpen) wird es sehr wahrscheinlich, daß diese Schotter als Denudationsrelikte miocäner Schotterablagerungen aufzufassen sind. Diese in der Höhe von 2000 m beobachteten Schotter können mit den Schotterresten des Dachsteinplateaus verglichen werden. Wie diesen im Süden in der Tiefe des Ennstales eine Zone tertiärer Ablagerungen vorgelagert ist, so zieht sich in analoger Weise längs des Nordfußes der Karawanken gleichfalls eine Zone von tertiären Schottern und Sanden mit Kohlenbildungen hin, welche heute durch bedeutende Niveaudifferenzen von den Schottern der Hochalpen getrennt sind“¹⁾.

„Die angeführten Daten dürften genügen, um zu zeigen, daß das Phänomen der tertiären Hochgebirgsschotter sich in den nördlichen und südlichen Kalkalpen wiederholt. Wir sehen, daß zu einer Zeit, in welcher die großen Längstäler zwischen der krystallinen Zentralkette und den nördlichen und südlichen Kalkalpen noch nicht existierten, Quertäler, welche ihren Ursprung in der Zentralkette nahmen, krystalline Geschiebe in solche Regionen transportierten, welche sich später infolge andauernder tektónischer Bewegungen als nördliche und südliche Kalkalpen individualisierten“²⁾.

Somit dürfte also, aller Unterschiede im einzelnen ungeachtet, im Prinzip die im Wallis gewonnene Auffassung auch in den Ostalpen Geltung finden.

Dieser Vergleich der Walliser Alpen mit dem Gebiet vom Dauphiné bis zum Salzkammergut dürfte es nunmehr gestatten,

¹⁾ Auch diese Niveaudifferenzen würden für eine posterosive Verbiegung der Penepain sprechen können: auch in den Ostalpen wären die großen Längstäler nicht nur jünger, als die indifferente Quertwässerung, sondern neben ihrer subsequenten Lage auch durch Einbiegungen der posterosiven Hebung geschaffen.

²⁾ Nahe läge hier der Vergleich mit den auriferous gravels in California (vgl. U. S. Geol. Surv. XIV, 2 Ann. Rept).

mit voller Sicherheit¹⁾ den Schluß zu ziehen, daß in großen Gebieten der Alpen, darunter im Wallis, nach der Äußerung der tangential wirkenden Faltungs- und Überschiebungskräfte eine Ruhepause eintrat, die eine Totalverebnung des gefalteten Gebietes gestattete. Es entstand in dieser Zeit tektonischer Ruhe ein fast völlig indifferentes Entwässerungsnetz, dessen einzelne Adern auf kürzestem Wege dem Außenrand zueilten,

¹⁾ Um diese Studie nicht allzusehr durch Literatur zu belasten, sei nur kurz bemerkt, daß E. DE MARTONNE, freilich ohne Beweise und ohne Details, meinen hier gewonnenen Resultaten sympathisch gegenüberstehen dürfte, wie folgender Ausspruch (a. a. O. 1909, S. 563) beweist: „Une analyse rigoureuse aurait encore à tenir compte des mouvements du sol postérieurs aux plissements eux-mêmes. Si insuffisants que soient encore les documents à ce sujet, il semble dès à présent certain que la structure des Alpes et des Karpaten, des Pyrénées elles-mêmes, révèle plusieurs cycles d'érosion. L'évolution vers la maturité y a été interrompue par des mouvements d'ensemble. C'est dans l'étude de ces mouvements qu'on trouvera probablement l'explication d'un grand nombre d'anomalies.“ — „Les grandes chaînes alpines ou domine l'architecture plissée ont été elles-mêmes affectées de mouvements épirogéniques. Si les charriages se sont produits réellement en profondeur, le soulèvement de la chaîne doit avoir en partie le caractère d'un mouvement d'ensemble (a. a. O. S. 506). — Nach KILIAN (a. a. O. 1909, S. 5): „M. DE MARTONNE serait disposé à y voir le reste d'une pénéplaine pliocène“ in den ältesten Spuren früherer Landoberflächen des Dauphiné, die KILIAN indessen für „moins ancienne“ ansieht. Von Interesse dürfte es sein, daß DAVIS selbst die Alpen als für morphogenetische Studien ungeeignet ansah: „The Alps show so many recent interruptions that a student there would find little use for the ideal cycle“ (a. a. O. 1909, S. 274). — „There are certain parts of the world in which frequent disorderly movements of the earth's crust appear to have continued during several geological periods, including the present; for example, the Alps. The teachings of Mesozoic and Cenozoic stratigraphy in such a region would lend no support to the theory of peneplanation, as little support would be gained from the teachings of denudation in the Alps. Indeed, I have been interested to learn that certain careful students of geomorphology in the neighborhood of the Alps have recognized that they were prejudiced against the theory because their experience was gained chiefly in an uneasy part of the world (a. a. O., S. 363–364, vgl. auch a. a. O., S. 375–376!).“

Da ich meine Ergebnisse bereits gewonnen hatte, ehe mir die genannten Autoritäten zugänglich wurden, konnte mich zum Glück die eine ebensowenig abschrecken als leider die andere anregen.

Zusatz: Erst während der Drucklegung dieser Arbeit erlangte ich Kenntnis von dem zweiten Teile von E. de Martonnes „L'érosion glaciaire et la formation des Vallées Alpines“ (Ann. de Géogr. XX, 1911), so daß mir eine Berücksichtigung dieser hochbedeutsamen Schrift im Text leider nicht möglich war. Deshalb sei hier kurz in einigen Zitaten gezeigt, daß im Prinzip meine Resultate sich sehr wohl mit der von E. DE MARTONNE vorgetragenen Theorie der alpinen Talbildung vereinigen lassen:

und deren Nebenflüsse spitzwinklig einmündeten. Diese Ver-
ebnung schloß das Alpengebiet auf ein sehr niedriges Niveau
herunter. Alsdann folgte die Hebung, die diese Fläche sowohl
im ganzen aufwölbte als auch lokal zumeist im Sinne älterer
tektonischer Ereignisse verbog. Teils die Hebung allein durch
Belebung der Subsequenz, teils diese Verbiegung ließ eine
Anzahl von großen Längstälern entstehen, die die alte Indiffe-
renzentwässerung zerstörten und darum einen ausgeprägt asym-
metrischen Habitus zeigen. In gleicher Weise haben zahllose
untergeordnete Subsequenztendenzen das einstige Bild verwischt.
Alle diese Änderungen tragen indessen ein sehr jugendliches
Gepräge: Die eiszeitlichen Gletscher haben bei diesem Prozeß
z. T. noch kräftig mitgewirkt. Die alte Peneplain ist in den
flachgelagerten mächtigen Kalken am Alpenrande noch in
großen Flächenresten, z. T. mit Resten einer alten Schotter-
decke, erhalten; in krystallinen Gesteinen dagegen, zumal in
der Nähe der Hauptwasserscheide (wo die alte Peneplain viel-
leicht noch hier und da Härtlinge trug) ist meist nur noch
eine ausgeprägte Gipfelhöhenkonstanz vorhanden. Diese ver-
schiedene Erhaltung ist teilweise natürlich auch eine Funktion
des posterosiven Hebungsbetrages (der in den Westalpen
zweifellos im allgemeinen größer war) sowie der Zeit des
Hebungsbeginneres.

„L'existence de surfaces d'érosion très évoluées dans les Alpes ne fait pas de doute pour nous.“ — „Ces surfaces ondulées ne sont pas des surfaces structurales; elles sont généralement sans rapport avec la tectonique.“ — „Il est impossible d'expliquer cette topographie sans admettre l'existence d'un modelé de maturité avancée avant la période glaciaire; mais il est également impossible de comprendre le creusement des vallées sans admettre que ce modelé avait déjà été en grande partie détruit avant l'invasion des glaciers. Le creusement glaciaire en profondeur a dû être précédé d'un creusement fluvial tel que la plus grande partie des Alpes eut, au moment où les glaciers s'y établirent un modelé assez heurté. Pour qu'un pareil creusement fut possible, il faut admettre un mouvement de soulèvement marquant la fin du Pliocène et le commencement du Quaternaire.“ — „Bien qu'ayant le caractère d'un mouvement en masse, il est vraisemblable que le soulèvement alpin a été assez inégal. Comme dans les Karpates Méridionales, il semble y avoir eu un bombement plus accentué au Centre, avec un gauchissement notable sur les bords.“ (a. a. O. S. 19 — 21.) Obwohl diese Betrachtungen nur sehr allgemein gehalten sind, geht doch aus ihnen klar hervor, daß auch E. DE MARTONNE gänzlich unabhängig eine pliocäne Peneplain in den Alpen annimmt, deren Hebung und fluvialer Zertalungsbeginn bereits vor dem Einsetzen der Vereisung eintrat. Ich freue mich lebhaft, nunmehr auf diese Weise für eines der älteren Anschauung fernliegendsten Resultate meiner Detailuntersuchungen neben meinen speziellen Beweisen auch noch eine so hervorragende Autorität anführen zu können (Sept. 1911).

V. Vergleich mit älteren Ansichten über die alpine Präglaziallandschaft.

Dieses allgemeine Bild der Entwicklung der Alpenlandschaft gibt uns nunmehr die Möglichkeit, die Walliser Topographie im speziellen Moment des Vereisungsbeginnes zu rekonstruieren. Dieses Problem lautet nunmehr: welchem Stadium entsprach beim Einsetzen der Vereisung die Zertalung der gehobenen Peneplain? Da ergibt sich eindeutig aus unseren Untersuchungen die Antwort: Da bereits Abzapfungen das alte Flußsystem mehrfach gestört hatten, da nur wenig Flächenreste erhalten geblieben waren, die eine Firnkappe hätten tragen und dadurch sich retten können, ist eine reife Mittelgebirgslandschaft etwa vom Typ des Böhmerwaldes als unmittelbar präglaziale Topographie der Walliser Alpen anzunehmen.

Somit ist das im Eingange erwähnte Rekonstruktionsbild der voreiszeitlichen Alpenlandschaft, wie es HESS (a. a. O., S. 375) gibt, etwas zu modifizieren. Seine Worte: „Das Bild der präglazialen Alpenoberfläche würde die Haupttäler bereits entwickelt zeigen; die Höhenunterschiede zwischen Talsohle und Bergrücken wären aber wesentlich kleiner als heute: sie würden 700—800 m betragen, und das zentrale Alpengebiet würde sich als eine Mittelgebirgslandschaft darstellen“ treffen genau das Bild, wie es unsere Überlegungen ergaben, nur daß vielleicht die Zahlen, die HESS nur für „das Gebiet des Ogiogletschers“ berechnete, im Wallis etwas höher anzusetzen wären. Doch scharf müssen wir uns gegen seine Ansicht wenden, daß wir die Peneplain, die nach ihm „das ganze Alpenmassiv als Oberfläche hatte“ (a. a. O., S. 375), als „dasjenige Denudationsniveau ansehen können, auf welches das längs weniger flacher Mulden abfließende Eis der ersten Vergletscherung die präglaziale Oberfläche abgetragen hat, indem es die schmalen cañonartigen Wasserrinnen verbreiterte, in denen die Niederschlagsmengen vor der Eiszeit dem Rande des Gebirges zustrebten“ (a. a. O., S. 366).

Die hieraus resultierenden Vorstellungen sind in sich zu widerspruchsvoll, um annehmbar zu sein. Offenbar sollte wohl auch keine eingehendere Darlegung der präglazialen Phasen an der genannten Stelle versucht werden, so daß meine Ausführungen mehr als Ergänzung wie als Gegensatz zur Anschauung von HESS anzusehen wären. Die inneren Widersprüche bestehen in Folgendem: Präglaziale scharfeingeschnittene

Wasserrinnen würden eine große Unreife der Landschaft, d. h. erst kurz zuvor erfolgte Hebung und Zykluserneuerung bedeuten. Was war der vorhergehende Zustand? Offenbar — eine Peneplain, da das Eis nur in wenigen flachen Mulden abfloß. Ein Peneplain-Charakter soll indessen dem Relief erst durch das Eis der ersten Vergletscherung aufgeprägt worden sein. Die Vereisung als Gesamtphänomen hatte jedoch die Tendenz, hochalpine Formen zu entwickeln, nicht aber verebnend zu wirken; somit hätte nach HESS die erste Eisphase die entgegengesetzte Wirkung ausgeübt als die späteren, und das Maximum der Verebnung fiel an den Beginn des ersten Interglazials! Diese interglaziale Peneplain (a. a. O., S. 365/366) war aber schon präglazial vorhanden (a. a. O., S. 375)!

Danach fasse ich den Peneplainisierungsversuch von HESS lediglich als anschauliche Schilderung eines allgemeinen Eindrucks, nicht aber als eine geglückte genetische Entzifferung des alpinen Formenschatzes auf. Auch seine blockdiagrammatische Zeichnung „der präglazialen Gebirgsoberfläche“ hat keinen genetischen Wert und widerspricht zudem seinem Text, der „eine Mittelgebirgslandschaft“ nennt.

Noch zwei weitere Rekonstruktionen präglazialer Alpenlandschaften seien besprochen, da sie speziell Schweizer Verhältnisse ins Auge fassen.

In PENCK-BRÜCKNERS klassischem Werke finden wir BRÜCKNERS Auffassung in die klaren Worte gefaßt: „Die Schweizer Alpen boten in der Präglazialzeit das Bild einer reifen Tallandschaft.“ Die nach seiner Ansicht ungemein wohlausgeglichenen Längsprofile der alten Talböden, die er als präglazial ansetzen zu dürfen glaubt, stützen ihn bei dieser Auffassung. Im Prinzip nicht wesentlich von BRÜCKNERS Anschauungen verschieden ist die Darstellung von F. NUSSBAUM, der die Ansicht vertritt, „daß die Talbildung in den höchsten Regionen vor dem Eiszeitalter die Reife noch [nicht ganz erlangt hatte“, und zu dem Schlusse kommt: „die Alpen waren vor der Eiszeit reichlich durchtalt und boten das Bild einer fast ausgereiften Erosionslandschaft; nur in den obersten Talabschnitten zeigten sich wahrscheinlich jugendliche Talformen: großes Gefälle im Längsprofil und schmale V-Form im Querschnitt“. Der wichtigste Unterschied zwischen den Angaben BRÜCKNERS und NUSSBAUMS betrifft einen Punkt, den BRÜCKNER indessen vermutlich nicht so weitgehend theoretisch ausgewertet hat, als es nach NUSSBAUM wohl hätte geschehen müssen: Die gewaltige Breite der von BRÜCKNER als präglazial angesehenen

Talböden nämlich „würde nicht einer reifen, sondern einer alternden Erosionslandschaft entsprechen“ (vgl. NUSSBAUM a. a. O., S. 60). Diese Breite nun aber ist nach NUSSBAUM durch die Existenz „diluvialer bzw. glazialer Abtragungsterrassen zu erklären“.

Wenn wir somit BRÜCKNERS präglaziale Täler z. T. als eine glaziale, durch die oben besprochene RICHTERSche Karverschmelzung entstandene Bildung ansehen, so hebt sich ein gewichtiger Widerspruch auf, den BRÜCKNERS eigene Worte andernfalls darstellen würden: Diese breiten Täler sollten ja gleichzeitig mit „Hochgebirgsformen“ auftreten, obwohl sie selbst für stark zertalte Mittelgebirge doch schon allzu reichliche Dimensionen hätten!

Andererseits möchte ich freilich auch BRÜCKNERS Ansicht, „daß die Schweizer Alpen vor Eintritt des Eiszeitalters noch nicht Mittelgebirgsformen angenommen hatten, sondern auch damals Hochgebirgsformen aufwiesen“ (a. a. O., S. 607), die er aus dem Zurücktreten der Kare in den Schweizer Alpen folgert, ebenso scharf bekämpfen, als es NUSSBAUM (a. a. O., S. 39—46) tut, der dieses „Zurücktreten“ mit Recht als völlig irrig hinstellt. Im Gegenteil ist gerade die außerordentliche Fülle von Karen der Schweizer Alpen mit PENCK (a. a. O., S. 286) als eine Folge der weiten Verbreitung der Mittelgebirgsformen daselbst zur Präglazialzeit anzusehen. Dem Hochgebirgscharakter widerspräche ja auch BRÜCKNERS zuvor zitierte Ansicht, daß die Schweizer Alpen vor der Eiszeit eine „reife Tallandschaft“ darstellen (nach ihm ja sogar mit enorm breiten Talsohlen!). Die Fülle der Schweizer Kare ist also gleichfalls als ein Beweis dafür anzusehen, daß die Zertalung der alten Gipfelpeneplain bereits einen sehr erheblichen Grad erreicht hatte, der etwa dem heutigen Stadium des Böhmerwaldes entsprechen mag.

Aus diesem kurzen Überblick über die bisherige Literatur¹⁾ des Problems ergibt sich klar, daß erstens — abgesehen von NUSSBAUM — nur unbestimmte, in sich selbst widersprechende Vorstellungen existierten, und daß also zweitens weder eine eingehende, von fester Basis ausgehende Beschreibung der Präglaziallandschaft der Alpen noch eine genetische Erklärung

¹⁾ Vgl. auch LAUTENSACHS Zusammenfassung' (a. a. O. 1909, S. 86): „Zwischen den präglazialen sanften Rücken des Alpeninnern, die nur in der Zentralschweiz von eis- und schneegepanzerten Hochgebirgsformen abgelöst wurden, dehnten sich überall weite Täler von völlig ausgeglichener Gefällskurve, die meistens denselben Lauf nahmen wie die heutigen, aber bis 850 m (Rhônegebiet) hoch über denselben lagen.“

derselben näher versucht worden ist. Trotzdem stimmen alle Forscher in gewissen Punkten überein: Das Talsystem der Gegenwart war in seinen Grundzügen bereits vorhanden, und der Abstand der Gipfelhöhen von den Taltiefen war geringer als jetzt, so daß eine Art Mittelgebirgslandschaft vorlag. Die Zahlenwerte schwanken, soweit sie angegeben sind, von 600 bis 800 m (HESS, Ogiogebiet) bis mindestens 1800 m (NUSSBAUM, a. a. O., S. 61, Brienzer See).¹⁾ Diese Zahlen würden nach den oben gegebenen Ausführungen dem Betrag der präglazialen Differentialhebung der pliocänen Alpenpenneplain entsprechen; der zeitliche Beginn der Hebung ist somit so weit in das Pliocän rückwärts zu schieben, als die vor Einsetzen der Vereisung nachweisbaren Flußverlagerungen, Riedelvernichtungen, Flußgefällsausgleichungen, Mittelgebirgsformen usw. an Zeit beanspruchen. Diese Ausreifungen werden im Zentralalpengebiet des Wallis in hartem Gestein bei stärkerer Hubhöhe weniger vorgeschritten sein, so daß dort der Formenschatz eines unvergletscherten, nicht allzu hohen „Hochgebirges“ die Eiszeit empfing. Dieses Zusammenfallen der Anschauungen von NUSSBAUM und mir (wohl auch von BRÜCKNER) für die Schweizer Alpen trotz so verschiedenartiger Methoden spricht nicht unerheblich für die Richtigkeit.

VI. Frühglaziale Hebungen.

Nur noch ein Punkt muß hier kurz berührt werden, obgleich er streng genommen über den Rahmen des Themas hinausgeht: Da das Einsetzen der Vereisung eine Mittelgebirgslandschaft mit zugespitzten Wasserscheiden und ausgeglichenem Fluß-Längsprofil antraf, so mußten die Flüsse das Stadium vorwiegender Tiefenerosion im wesentlichen bereits verlassen haben. Die Hebung der früheren Landoberfläche war demnach morphologisch bereits überwunden, indem die neue Verebnungsfläche in den Flußbetten bereits erreicht war und von hier aus erobernd weitergreifen konnte. Nun sind nach all der mannigfachen Übertiefung in der Eiszeit und Verschüttung des Postglazials die Haupttäler doch wieder nahezu ausgeglichen. Schon hat die Auffüllung der besonders stark ausgekolkten Talstrecken, die als Seen sich nach dem Abschmelzen darstellten, erhebliche Dimensionen angenommen, ebenso wie

¹⁾ Mündlicher liebenswürdiger Mitteilung von Herrn RASSMUS verdanke ich die Angabe, daß er am Rand der Südalpen (Comer See) die präglaziale Berg- und Taldifferenz im Betrage von 400 bis 500 m unmittelbar verfolgen konnte.

Riegel und Übertiefungsschwellen durch „Gorges de Raccordement“ (Ausgleichsschluchten) oder epigenetische Klamm bildung ihre längsprofilstörende Wirkung schon stark verloren haben. Und doch ist das gegenwärtig angestrebte ausgeglichene Flußsystem viel tiefer gelegen, als es die präglazialen Talböden waren. Es bleibt darum nur die Folgerung, daß die Alpen nach der Bildung der präglazialen Mittelgebirgsformen noch eine weitere, und zwar wohl gleichstarke Hebung erfahren haben. Die alpinen Gletscher erodierten also die Täler, weil sie zu dem der neuen Situation entsprechenden Denudationsniveau herabstrebten, ebenso wie es auch das fließende Wasser getan hätte, wenn keine Vereisung eingesetzt hätte. Wenn auch starke und sogar als differentiell nachweisbare Hebungen im weiteren Verlauf der Eiszeit sich feststellen lassen (vgl. PENCK-BRÜCKNER, S. 1155¹⁾), so liegt es nahe, den Hauptbetrag mit dem Beginn der Vergletscherung zusammenfallen zu lassen. Dem genauen Betrag der spätpliocänen, die Peneplain zuerst zerstörenden, sowie der zweiten frühglazialen, die Glazialerosion ermöglichenden Hebung speziell für die Walliser Alpen vermag ich nicht anzugeben. Gemeinsam erreichen beide in der Zentralzone der Hauptwasserscheide in der Mitte der einzelnen Brachyantiklinalen gewiß gegen 3600 m und mehr, während die Rhône furche kaum 2000 m aufweisen dürfte. NUSSBAUM berechnete zwar für den Brienzer See (a. a. O., S. 61) eine präglaziale Talabtiefung, deren „Betrag zweieinhalbmal größer ist, als der Wert der eiszeitlichen Übertiefung ausmacht“. doch ist diese Angabe für das Wallis unverbindlich, da nebenbei sogar nicht feststeht, ob NUSSBAUM das präglaziale Tal nicht zu tief ansetzt. (Auch die von ihm rekonstruierten sehr starken Gefälle der „wahrscheinlich präglazialen Talsohlen“, a. a. O., S. 59, lassen eine doppelte Deutung zu: als morphologische Unreife oder nachträgliche Aufbiegung, wie NUSSBAUM sehr richtig ausführt.) Immerhin ist als Minimum des glazialen Hebungsanteils die Stufenhöhe der Nebentäler gegen das übertiefte Haupttal anzusehen; die immerhin auch noch ansehnliche Beträge erreichende Austiefung eben dieser Seitentäler ist nur schätzungsweise hinzuzuzählen, ebenso wie die Meterzahl, um die auch das Haupttal dank der Talstufen der Glazialerosion noch herabgetieft werden muß, um in die Gleichgewichtskurve zu kommen. Ohne bei diesen Schwierigkeiten meiner Berechnung mehr als

¹⁾ Vgl. auch Geogr. Zeitschr. X, 1904, S. 572.

Gefühlswert zuzuerkennen, will ich noch kurz hinzufügen, daß die Region des Val de Bagnes gegenüber der von Zermatt bereits spätpliocän um etwa 500 m weniger stark gehoben zu sein scheint, so daß glazial keine Differenzierung mehr, sondern nur eine gemeinsame Hebung von gegen 2000—2300 m stattfand. Da sich bei dieser freilich ein wenig willkürlichen Annahme der Talschluß von Zermatt spätpliocän um etwa 1700 m, der von Bagnes nur um 1200 m zunächst gehoben hätte, wäre im Wallis die frühglaziale Hebung die weitaus bedeutsamere. Dieses Verhältnis wird um so ausgeprägter sich ergeben, je ausgereifter man das Mittelgebirgsstadium des Präglazials annimmt, d. h. je tiefer man die Zertalung bereits abgesehen sein läßt. Die Berechnung selbst folgt dem Schema:

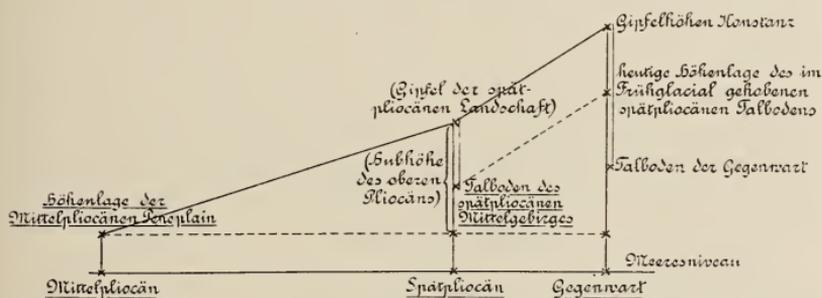


Fig. 14.

Zur Berechnung der posterosiven Alpenhebungen.

indem erst die Elemente des gegenwärtigen Landschaftsbildes fixiert werden, worauf die Höhen der Talböden des Mittelgebirges wie der Peneplein abzuschätzen sind. Letztere wären nach dem oben (S. 53) Gesagten mit ca. 800 m anzusetzen, erstere vielleicht zwischen 1000 und 1200 m. Alsdann ergeben sich die weiteren Werte von selbst.

Blick.

Nachdem sich die Walliser Alpen, und damit wohl im großen und ganzen die Alpen überhaupt, morphogenetisch in die Reihe der Hochgebirge vom Typ der Cascade Range stellen ließen, liegt es nahe, verallgemeinernd das Werden eines jeden Gebirges nach ihrer Analogie aufzufassen, wenngleich Ausnahmen bisher zwar unbewiesen, aber möglicherweise doch vorhanden sind.

Der Unterschied zwischen Hochgebirge und Mittelgebirge verliert alsdann geologisch an Wert: Fallen doch die Alpen nunmehr in die Definition etwa des Harzes usw. Erst erfolgt

Faltung nebst Überschiebung in vielleicht ziemlich tiefem Niveau; ruckweise differentielle Hebungen bzw. Verbiegungen folgen, und die einzelnen Aufwölbungen fallen der Denudation so rasch zum Opfer, daß weitgehende Verebnungen sich zwischenschalten. Als landschaftgestaltendes Motiv treten also die Faltungskräfte stark in den Hintergrund gegenüber den großzügigen weitgespannten epirogenetischen Verbiegungen der Erdkruste, deren Wesen noch so wenig erforscht ist (vgl. die großzügige Zusammenfassung bei E. DE MARTONNE 1909, S. 505—508!).

Gewiß neigen stark gefaltete Zonen vielleicht stärker zu posthumer Ausbiegungen, aber diese fehlen auch in den Gebieten tangentialen Erdfriedens nicht: Das Coloradoplateau steht an Höhe und Ausdehnung nur wenigen „jungen Faltengebirgen“ nach, und doch ist in ihm seit uralter Zeit nur epirogenetische Hebung und Senkung wahrnehmbar gewesen. Dem Schweizer Jura gegenüber mit seiner spätmiocänen Faltung ragt der im Carbon letztmalig gefaltete Schwarzwald auf, und beide sind nach ihrer Faltung verebnet worden und danken die heutige Höhe epirogenetischer Hebung, sind mithin typische „Nachrümpfe“¹⁾, d. h. „Mittelgebirge“.

Dreier Zyklen Spur verfolgten wir in den Westschweizer Alpen, des vollendeten ersten, der vor Ende des Pliocäns eine Peneplain schuf, des halbausgereiften zweiten, der der Eiszeit ein wohlzertaltes Mittelgebirge übergab, des dritten, der sein Denudationsniveau erst in den quellfernen Teilen der großen Ströme bereits nahezu erreicht hat, während ringsum die schroffen Formen des noch immer vergletscherten Hochgebirges aufragen. Das Ausreifen des heutigen Zyklus wird die Formen der früheren mehr und mehr verwischen, bis wiederum eine Peneplain die Westschweiz bedeckt. Doch ehe diese voll ausgebildet ist, mag vielleicht ein neuer Zyklus durch eine weitere Aufbiegung eingeleitet werden. Ist doch scheinbar das Wallis ein sehr labiles Gebiet: Eine obercarbone Verebnung, die Moore und Seen trug, wurde verbogen, und vor dem Beginn der Trias war dieses paläozoische Hebungsgebirge schon wieder abgetragen zu einer einförmigen Peneplain. Diese sank langsam und empfing die auf so große Entfernungen hin gleichartige Facies der Triassedimente.²⁾ Jurassische landnahe Schiefer-

¹⁾ Als Bezeichnung für gehobene Peneplains von SPETHMANN 1908 vorgeschlagen, aber wohl besser durch „Hebungsgebirge“ (uplift) zu ersetzen.

²⁾ Diese prätriadische Peneplain ist auch im Aaremassiv nachgewiesen; vgl. KÖNIGSBERGER: a. a. O. 1910, S. 39!

sedimente folgten. Kreideschichten fehlen dem Wallis, und vielleicht ist auch hier eine spätjurassische Hebungsphase eingetreten. Wie viele Zyklen dann bis zur Verebnung des Pliocäns führten, wissen wir nicht, da der letzte — heute selbst fast erloschene! — seiner Vorgänger Spuren ja schon im Pliocän getilgt hatte.

Wann die Decke der Dent Blanche sich flach auf flaches tiefliegendes Land legte, wissen wir gleichfalls nicht: sogar schon spätjurassisch könnte sie (— streng stratigraphisch betrachtet¹⁾ —) sein, da sie auf dem graphitführenden Bündnerschiefer aufruht wie die nördlichen Decken auf dem Flysch und der Nagelfluh. Eine transversale Verbiegung früh- bzw. präpliocänen Alters lernten wir kennen, die in nordsüdlicher Richtung die Zinalmulde anlegte und die heutigen geologischen Grenzen des Arollagneises damit fixierte, als die Verebnung auch diese Verbiegung morphologisch auslöschte. Fast genau rechtwinklig zu dieser präerosiven Zinalwellung stellte sich die posterosive Aufbiegung, die der heutigen Wasserscheidelinie folgte, wengleich ganz schwach die Interferenz mit der Zinalsenke zunächst spätpliocän Differenzen schuf, die in der frühglazialen Hebung nicht mehr auflebten.

Wo früherer Lehrmeinung die ragenden Bergriesen die Ohnmacht der abtragenden Faktoren so laut zu predigen schienen, daß man selbst der schäumenden Kraft des Alpenbachs und dem gewaltigen Hobel des Gletschereises nicht zutrauen mochte, daß sie ohne gütiger Spalten und Klüfte Hilfe den Weg sich zu bahnen vermöchten, da sehen wir jetzt ein langes wechselvolles Spiel, in dem die verebnenden Tendenzen immer wieder den sich aufbäumenden Gebirgsrumpf nach kurzem Ringen dem Meeresspiegel nähern. Die heutige Alpenlandschaft ist nur eine Phase eines Prozesses, der aus einer hochgehobenen eine tiefliegende Ebene terrestrischer Abtragung zu machen strebt.

Literatur.

- ARGAND: Sur la tectonique du Massif de la Dent Blanche. C. R. Acad. des Sci. Paris. 26 fevr. 1906.
 — Carte géologique du Massif de la Dent Blanche. Carte geol. Suisse 1908.
 — L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. soc. Vaudoise sci. nat. 45, 166, 1909.

¹⁾ Ich weiß sehr wohl, daß C. SCHMIDTS Ansicht vom genetischen Zusammenhang der Grünsteine in Decke und Bündnerschiefer, wenn sie sich bestätigt, die Decke jünger machen würde, wofür ja auch vergleichend tektonische Gründe sprechen.

- ARGAND: La Doire Baltée en aval d'Aoste; une vallée tectonique. *Rev. de Géogr. ann.* III, 1909.
- Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Mat. carte geol. Suisse*, XXXI, 1911.
- ARGAND et LUGEON: vgl. LUGEON.
- ATWOOD: vgl. SALISBURY and ATWOOD.
- BAILEY WILLIS: The Northern Appalachians. *Nat. Geogr. Monogr.* I, 6, 1895.
- Physiography and Deformation of the Wenatchee-Chelan District, Cascade Range. *Prof. Pap. U. S. Geol. Surv.* 19, 1903.
- BALTZER: Berner Oberland und Gotthard. *Livret guide*. 1894.
- Das Berner Oberland und Nachbargebiete. *Spezieller Teil. Samml. geol. Führ.* XI, Berlin 1906.
- BLAAS: Struktur und Relief in den Alpen. *Zeitschr. D.-Österr. A.-V.* 1904.
- Der geologische Bau der Tiroler Alpen. *Sep.-Abdr. aus d. Tiroler Verkehrs- und Hotelbuch* 1909.
- BLUMER: Zur Kenntnis des helvetischen Alpen-Nordrandes. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich* 51, 1906.
- BONNEY: On the crystalline Schists and their relations to the mesozoic rocks in the lepontine Alps. *Quart. Journ. geol. London* 1890.
- BRAUN: Beiträge zur Morphologie des nördlichen Appennin. *Zeitschr. Ges. f. Erdk.* Berlin 1907.
- BRÜCKNER: Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit der Schweiz. *PENCK'S Geogr. Abhandl.* I, 1, 1886.
- Glazialmorphologische Exkursion in das Chamonixgebiet, im Wallis und im Berner Oberland. *Livret des Excurs. du IX. congr. intern. de géogr.* Genève 1908.
- Die glazialen Züge im Antlitz der Alpen. *Naturw. Wochenschr.* 1909.
- (PENCK-BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909.)
- BUXTORF, PREISWERK und SCHMIDT: Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft. *Diese Zeitschr.* 60, 1908.
- und TRUNINGER: Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarماسivs. *Verhandl. naturf. Ges. Basel*, XX, 1909.
- CHAMBERLIN and SALISBURY: *Geology*. London 1908
- COLLET: Note sur la tectonique du Haut Giffre. *Archives Genève*, XXII, 1906.
- DALY: The Accordance of Summit Levels among Alpine Mountains: the fact and its significance. *Journ. of Geol.* Chicago 1905, XIII.
- DAVIS: *Physical Geography*. Boston 1898.
- The sculpture of mountains by glaciers. *Scottish geogr. Mag.* XXII, 1906.
- *Geographical Essays*. Ginn and Com., Boston 1909.
- DESBUISSONS: La Vallée de Binn. *Etude géographique, géologique, mineralogique et pittoresque*. Lausanne 1909.
- DIENER: Zum Gebirgsbau der Zentralmasse des Wallis. *Sitz.-Ber. k. k. Akad. d. Wiss. Wien* 98, 1, 1889.
- *Der Gebirgsbau der Westalpen*. Wien 1891.
- DILLER: Tertiary revolution in the topography of the Pacific Coast. *Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.* XIV 2, 1894.
- Topographic development of the Klamath Mountains. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 196, 1902.
- DUPARC und MRAZEK: La Structure du Montblanc. *Archives Genève* XXIX, 1893.
- *Carte géologique du Massif du Montblanc*. Genève 1896.

- DUPARC und MRAZEK: Recherches géologiques sur le massif du Mont-Blanc. Mém. soc. phys. et d'hist. nat. Genève 33, 1898.
- DYHRENFURTH: Im Monte Rosa-Gebiet. Mitt. D.-Öst. A.-V. 1907.
- EISENMENGER: Contribution à l'étude du Landwasser et de la vallée de Davos. C. R. Acad. des Sci. Paris 1908.
- Migration vers le Nord de la ligne de partage des eaux dans les Alpes lepontiennes. C. R. Acad. des Sci. Paris 1908.
- FAVRE: Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Genève et Paris 1867.
- Carte du phénomène erratique de la Suisse; Notice sur celle-ci. Archives Genève XII, 1884.
- FRANCHI: Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Comit. geol. Italia 1899.
- Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi. Boll. R. Comit. geol. Italia 1904.
- FRÜH: Über Form und Größe der glazialen Erosion. Verhandl. Schweiz. naturf. Ges. St. Gallen 1906.
- Exkursion zum Studium der morphologischen Verhältnisse der Alpen und ihres Vorlandes. Livret des excurs. Scient. IX. congr. int. de géogr. Genève 1908.
- GARWOOD: The Tarns of the Canton Ticino. Quart. Journ. Geol. Soc. London 62, 1906.
- GERLACH: Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landesteilen von Savoien und Piemont. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, livr. IX, 1871.
- Die penninischen Alpen. N. Mem. Soc. helvet. sci. nat. XXIII, 1869. (Neugedruckt 1883 in Mat. Carte géol. Suisse, livre XXVII.)
- Carte geologique de la Suisse, 1:100000. f. XXII. 1870.
- GIORDANO e PELLATI: Carta geologica delle Alpi occidentali. R. Uff. geol. Ital. 1908.
- GIRARDIN: Le modelé du plateau suisse à travers les quatre glaciations. Rév. géogr. ann. 1906, 07, I.
- GÜTZINGER: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh. (Penck) IX, 1, 1907.
- GRAEFF: Geologische und petrographische Studien in der Mont-Blanc-Gruppe. Ber. Naturf. Ges. Freiburg. i. Br. IX, 1894.
- HAUG: Étude tectonique sur les Hautes Alpes de Savoie. Bull. Carte géol. France. VII 1895.
- Sur les hautes Alpes calcaires de la Suisse. C.-R. soc. géol. France. 1895.
- Études sur la tectonique des Alpes suisses. Bull. soc. géol. France XXIV, 1896.
- HAYES: The Southern Appalachians. Nat. Geogr. Monogr. I, 10, 1895.
- The physiography of the Chattanooga District. XIX. Ann. Rept. U. S. Geol. Surv. II, 1899.
- und CAMPBELL: Geomorphology of the Southern Appalachians. Nat. Geogr. Mag. VI, 1894.
- HEIM (ALB.): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.
- Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Mat. Cart. geol. Suisse, livr. XXV, 1891.
- Östliche Schweizer Alpen. Livret Guide 1894.
- Der Bau der Schweizer Alpen. Neujahrsbl. Naturf. Ges. Zürich 1907.
- Bemerkungen zu ARBENZ: Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. Naturf. Ges. Zürich. Protok. 4. XII. 1911.

- HEIM (ARN.): Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich **51**, 1906.
- HESS: Die Gletscher. Braunschweig 1904.
- Alte Talböden im Rhonegebiet. Zeitschr. f. Gletscherk. II, 1908.
 - Talbildung in den Alpen. Himmel und Erde XXI, 1909.
- JACCARD: La région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises). Bull. labor. géol., géogr., phys., miner., paléont. de l'Univ. Lausanne V, 1904.
- La région Rubli-Gummfluh (Préalpes médianes). Bull. Soc. vaud. Sci. nat. **43**, 1908.
- JENNINGS: On the Courses of the Landwasser and the Landquart. Geol. Magaz. London 1899.
- JOHNSON: The tertiary history of the Tennessee river. Journ. of Geol. Chicago 1905, XIII.
- KILIAN: Revision des Feuilles de Grenoble, Vizille, Lyon, Vallorcine, Avignon et Marseille. Bull. Carte géol. France XIX, 1909.
- KÖNIGSBERGER: Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. Freiburg i. B. 1910.
- LAUTENSACH: Die Entwicklung der Alpen seit der Tertiärzeit. (Nach A. PENCK und E. BRÜCKNER.) Geogr. Anzeiger X, 1909.
- Glazialmorphologische Studien im Tessingebiet. (Diss. Berlin, 1910. — S.-A. aus „Die Übertiefung des Tessingebietes“, die in PENCKs geogr. Abhandl. erscheinen wird.)
- LAWSON: The geomorphogeny of the Coast of Northern California. Bull. Univ. of Calif. Geology I 8.
- The geomorphogeny of the Upper Kern Basin. Bull. Univ. of Calif. Geol. III 15.
 - The geomorphic features of the Middle Kern. Bull. Univ. of Calif. Geol. IV 16.
 - The geomorphogeny of the Tehachapi Valley system. Bull. Univ. of Calif. Geol. IV 19.
- LUCERNA: Glazialgeologische Untersuchung in den Liptauer Alpen. Sitzungsber. k. k. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Klasse, 1908.
- LUGEON: La région de la Brèche du Chablais. Bull. Carte géol. France VII, 1896.
- La loi des vallées transversales des Alpes occidentales; l'histoire de l'Isère. Bull. soc. Vaudoise sci. nat. XXXIII, 124, 1897.
 - Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. Ann. de Géogr. X, 1901.
 - Les grandes Nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. soc. géol. France 1901.
 - Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses. C.-R. IX. Congr. géol. Intern. Vienne 1904.
 - La fenêtre de St. Nicolas et la fenêtre d'Ardon. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. **43**, 1907.
 - La fenêtre d'Ardon. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. **45**, 1908.
 - und ARGAND: Plis du gneiss des Alpes. C.-R. Acad. Sci. Paris 1905.
 - Nappes de Gneiss des Alpes. C.-R. Acad. Sc. Paris 1906.
- MACHACEK: Der Schweizer Jura. Versuch einer geomorphologischen Monographie. Erg.-Heft 150 zu Petermanns Mitt. 1905. — Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abhandl. k. k. Geogr. Ges. Wien VII, 2, 1908.
- v. MARTIN: Eine Höhenwanderung im Monte-Rosa-Gebiete. Öst. Alpenzeit. XXVII, 1905.

- DE MARTONNE: Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpates méridionales). *Rév. An. de Géogr.* I, 1907.
- *Traité de Géographie physique* 1909, Arm. Colin, Paris.
- Sur l'inégale répartition de l'érosion glaciaire dans le lit des glaciers alpins. *C. R. Ac. Sci.* CXLIX, 1909.
- Sur la genèse des formes glaciaires alpines. *C. R. Ac. Sci.* CL, 1910.
- L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *Ann. de Géogr.* XIX, 1910; XX, 1911 (vgl. hierzu meine Bemerkungen auf Seite 66, Zusatz).
- L'évolution du relief de l'Asie centrale d'après des publications récentes. *La Géographie* XXIII, 1911.
- Principes de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion appliquée aux vallées alpines. *C. R. Ac. Sci.* CLIII, 1911.
- Résultats de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion des vallées de l'Arc et de l'Isère. *C. R. Ac. Sci.* CLIII, 1911.
- Sur la chronologie des thalwegs pliocènes et quaternaires de l'Arc et de l'Isère. *C. R. Ac. Sci.* CLIII, 1911.
- v. MOJSISOVICS: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. Wien 1879.
- Erläuterungen zur geologischen Karte von Öst.-Ung., SW-Gruppe. Nr. 19, Ischl und Hallstadt. Wien 1905.
- MORDZIOL: Einige Bemerkungen zum Alter der deutschen Mittelgebirge. *Ber. üb. d. 43. Versamml. d. Oberrhein. geol. Vereines.* 1910.
- NUSSBAUM: Die Täler der Schweizer Alpen. *Wissensch. Mitt. d. Schweiz. Alpin. Mus. Bern.* 3. 1910.
- Die Tal- und Bergformen des Vispgebietes. *Jahrb. d. Schweiz. Alpenkl.* 46, 1910/11.
- PENCK: Glacial features in the surface of the Alps. *Journ. of Geol.* Chicago 1905, XIII.
- Beobachtung als Grundlage der Geographie. Berlin 1906.
- Die Entstehung der Alpen. *Z. d. Ges. f. Erdk.* Berlin 1908.
- (PENCK-BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909.)
- PHILIPPI: Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. *Diese Zeitschr.* 62, 1910.
- PREISWERK: vgl. SCHMIDT und PREISWERK.
- RASSMUSS: Vgl. v. STAFF und RASSMUSS.
- RECK: Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft. *Diese Zeitschr.* 1912, S. 81.
- RICHTER: Gebirgshebung und Talbildung. *Zeitschr. D.-Österr. A-V.* XXX, 1899.
- Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. *Erg.-Heft 132 zu PETERMANN'S Mitt.* 1900.
- ROMER: Sur les zones morphologiques de la Suisse occidentale. *C. R. Ac. Sci.* CXLIX, 1909.
- RUSSELL: Preliminary Paper of the Geology of the Cascade-Mountains in Northern Washington. *XX. Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.* II, 1900.
- RÜTIMEYER: Die Tessiner Alpen. *Jahrb. d. Schweiz. Alpenkl.* 1873/74.
- Über Pliocen und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen, 1876.
- SALISBURY and ATWOOD: The interpretation of Topographic Maps. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 60, 1908.
- and CHAMBERLIN: *Geology.* London 1908.
- SANDBERG: Etude géologique sur la massif de la Pierre-à-Voir. Paris, Bouillant, 1905.
- SCHARDT: Coup d'oeil sur la structure géologique des environs de Montreux. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* XXIX, 112, 1892.

- SCHARDT: Alpes occidentales suisses. Livret guide. 1894.
- Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen. *Eclog. geol. Helvet.* V, 1898.
 - Les régions exotiques du versant nord des Alpes Suisses. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* **34**, 128, 1898.
 - Note préliminaire sur l'origine des lacs du pied du Jura Suisse. *Eclog. geol. Helvet.* V, 1898.
 - Les vues modernes sur le tectonique et l'origine des Alpes. *Archives Genève XXIII*, 1907.
 - Géologie de la Suisse. Extrait de „la Suisse“. *Ét. géogr. Neuchâtel* 1908.
 - Coup d'œil sur la géologie et la tectonique des Alpes du canton du Valais. *Bull. Soc. Murithienne des Sci. nat. du Valais* **35**. Sion 1909.
- SCHMIDT: Zentrale Schweizer Alpen. Livret guide. 1894.
- Géologie du massif du Simplon. Géologie de Zermatt et sa situation dans le système alpin. *Archives Genève* **34**; *Ecl. géol. Helvet.* IV; *C.-R. Soc. helvet. Sci. nat. Zermatt*, 1895.
 - Bild und Bau der Schweizeralpen. *Beilage z. Jahrb. S. A. C.* **42**, 1906/07.
 - Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. *Eclog. Geol. Helvet.* IX, 1907.
 - Die Geologie des Simplongebietes und des Simplontunnels. *Rektoratsprogramm d. Univ. Basel*. 1908.
 - , PREISWERK und STELLA: Geologische Karte des Simplongebietes. *Mat. carte géol. Suisse.* XXVI, *carte spéc.* 48, 1907.
 - und PREISWERK: Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe. Zürich, *Com. Geol. Suisse*, 1907.
 - , BUXTORF und PREISWERK: Die Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft. *Diese Zeitschr.* **60**, 1908.
- SMITH: *Geology and Physiography of Central Washington*. Prof. Paper U. S. Geol. Surv. 19, 1903.
- SPETHMANN: Härtling für Monadnock. — Nachrumpf und Vorrumpf. *Zentralbl. f. Min. etc.* 1908.
- v. STAFF: Zur Entstehung einiger Züge der Riesengebirgslandschaft. *Wanderer im Riesengeb.* 1910.
- Zur Entwicklung des Flußsystems und des Landschaftsbildes im Böhmerwald. *Zentralbl. f. Min.* 1910.
 - Zur Entwicklung des Flußsystems des Zackens bei Schreiberhau im Riesengebirge; eine geomorphogenetische Studie. *N. Jahrb. f. Min. B.-B.* **31**, 1911.
 - und RASMUS: Zur Morphogenie der Sächsischen Schweiz. *Geolog. Rundschau* II, 1911.
- STEINMANN: Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas. *Geol. Rundschau* I, 1910.
- Geologische Probleme des Alpengebirges. *Zeitschr. D.-Ö. A.-V.* 1906.
- STELLA: Il problema geotectonico dell'Ossola e del Sempione. *Boll. R. Comit. geol. Italia; Boll. soc. geol. Ital.* XXIV, 1905.
- VOLZ: Jungpliocänes Trockenklima in Sumatra und die Landverbindung mit dem asiatischen Kontinent. *Gaea*, Stuttgart 1909.
- ZÜRCHER: Le relief du sol dans la partie méridionale des Basses-Alpes. *Ann. de Géogr.* VII, 1898.

Erklärung der Tafel I.

- Fig. 1. Gipfel des Alphubel, 4207 m, Teil der Wasserscheide zwischen den Tälern von Zermatt und Saas. Die fast mittelgebirgsartige Weichheit der Gipfelformen des „Casannaschiefers“ steht in auffälligem Gegensatz zu der echt hochalpinen Schroffheit der Gipfel der Dent Blanche-Decke (z. B. Matterhorn, Weißhorn, Zinalrothorn). Vgl. S. 16, 17.
- Fig. 2. Das Bild zeigt deutlich, wie die Tangente der Gipfelhöhen die von rechts (Süden) oben nach links unten einfallenden Lagen des „Casannaschiefers“ schräg abschneidet. Der Dom, mit 4554 m der dritthöchste Alpengipfel, ist vom Täschhorn, 4498 m, nur durch die 4296 m hohe Scharte des Domjochs getrennt. Zwischen Nadelgrat, 4334 m, und Dom senkt sich das Nadeljoch auf 4167 m, zwischen Täschhorn und Alphübel das Mischabeljoch auf 3856 m. Das Bild ist vom Grate des Weißhorns, 4512 m, quer über das Zermatter Tal aufgenommen. Vgl. Textfigur 3.
- Fig. 3. Auch hier schneidet die Gipfeltangente die von links (Osten) oben nach rechts unten einfallenden Lagen. Vom Monte Rosa-Massiv (Nordend 4612 m, Dufourspitze 4638 m, Zumsteinspitze 4573 m, Pta. Gnifetti 4561 m) ist der Lyskamm, 4538 m, durch das Lysjoch, 4200 m, getrennt. Zwischen Lyskamm und Castor, 4230 m, senkt sich das Felikjoch auf 4068 m. Rechts vom Pollux, 4089 m, wird der Ostgipfel, 4089 m, des Zermatter Breithorns, 4171 m, sichtbar. Das vom Rimpfischhorn, 4203 m, aufgenommene Bild zeigt die typische breite stock- oder gratförmige Gestalt der nicht zur Dent Blanche-Decke gehörigen Zermatter Gipfel. Vgl. Textfigur 2.
-



Fig. 1.

Nadelgrat

Dom

Täschhorn

Alphubel



N

S

Fig. 2.

Monte Rosa

Lyskamm

Castor

Pollux



O

W

Fig. 3.

Erklärung der Tafel II.

Fig. 1. Der Mont Pleureur, 3706 m, von der Alpe de la Liaz aufgenommen, zeigt in dem Gipfelaufbau seiner Schistes-lustrés-Lagen die Invertierung des ursprünglichen tektonischen Reliefs. Das über dem vom Mauvoisinriegel, 1820 m, aufgestauten, schuttgefüllten Val de Bagnes hängende Nebental des Giétrozgletschers zeigt erst bei ca. 3030 m den Gefällsbruch der durch die Katastrophe von 1818 berüchtigten Gletscherzunge. Die Hänge im Vordergrund rechts führen zum Mt. Rouge. Vgl. S. 38 und Textfigur 14

Fig. 2. Über dem breiten, dunkelgrün gebänderten, schwärzlich braunroten Rücken des Mt. Rouge, 3427 m (links am Bildrand), und der Lyrerose hebt sich hellgrün gebändert, mit weinroten Verwitterungsfarben als Überschiebungsteilrand die kühngeformte Spitze der Ruinette, 3879 m, über deren Südhang die Felsfront der Serpentine, 3780 m, aufsteigt. Der von der Lyrerose zur stark zurückgeschmolzenen Stirn des Breneygletschers sich senkende violettschwärzliche Graphitschieferzug wird überragt von der hellgrünen Arollagneismoräne. Unter der Gletscherstirn hat der Schmelzbach unter den hellgrünen Moränenresten z. T. die Überschiebungsfläche des Arollagneises auf die violettschwarz gebänderten jurassischen Glanzschiefer freigelegt, 2750 m. Diese Fläche senkt sich deutlich nach rechts (südlich), wo — jenseits des Bildrandes — der Otemmagletscher seine hellgrünen Moränen über hellgrüne Rundhöcker schiebt, ca. 2400 m. Die Stirnmoräne des Lyrerosegletschers zeigt inmitten der schwarzvioletten, dunkelgrün gebänderten Steilhänge des Mt. Rouge deutlich die hellgrüne Farbe des Arollagneises, da sie von der weit höheren steinschlagdurchfurchten Ruinetteflanke mehr Material bezieht als von dem nur um 86 m den Col überragenden Mt. Rouge. Das Bild ist quer über das oberste Val de Bagnes vom Zessettakar aus aufgenommen. Im Talgrunde kommt, dem südlichen Ansteigen des Glanzschiefers entsprechend, der Casannaschiefer der „Coupole de Boussine“ heraus. Sehr deutlich lassen sich die drei voneinander völlig unabhängigen Neigungsebenen erkennen: die Gipfelhöhentangentialfläche, die Überschiebungsfläche, die Schichtenneigung der grünsteindurchsetzten Glanzschiefer. Zu beachten ist auch die einen älteren Talbodenrest vortäuschende Alpe Tzofferay, nördlich von der Breneyzunge, die lediglich ein Einmündungsphänomen zum Hauptgletscher darstellt (NUSSBAUMSches Gesetz, a. a. O., S. 80–81).



W

O

Fig. 1.

Ruinette

Breneygletscher



N

S

Fig. 2.

Erklärung der Tafel III.

Fig. 1. Das Bild, von dem schottererfüllten Becken von Mazérias aus aufwärts gegen den in tiefer V-förmiger Schlucht durchschnittenen Riegel von Mauvoisin aufgenommen (links hinten der Mt. Rouge), zeigt, wie die Arbeit der postglazialen Faktoren mehr in einem Ausgleichen des glazialen Stufenbaues der alten Gletscherbetten besteht, als in einer speziellen Reaktion auf die sogenannte „Übertiefung“. Nur das Haupttal ist relativ zu den Nebentälern bereits stärker eingesenkt, als Zeichen der Jugendlichkeit des Zyklus, ist aber an sich noch keineswegs zu hinreichender Tiefe ausgearbeitet, so daß der gegenwärtige fluviatile Zyklus, der den glazialen Epizykel ablöste, im wesentlichen dessen erst begonnene Arbeit fortzuführen hat, statt in einen Gegensatz zu ihm zu treten: nur ihre Arbeitsmethoden und Werkzeuge sind verschieden, das Ziel ist das gleiche, nämlich die Peneplainisierung der letzten Hebungen.

Fig. 2. Typischer Fall sog. subglazialer Epigenie aus dem oberen Val de Bagnes (Lancey). Der rundgehöckerte Riegel ist an zwei Stellen durchsägt worden, von denen die rechte zugunsten der linken aufgegeben worden ist. Derartige Beispiele scheinen darauf hinzudeuten, daß auch bereits zur Zeit der größeren Ausdehnung der Gletscher die unter dem Eise die Grundmoräne durchspülenden Schmelzwässer*) im Sinne des fluviatilen Zyklus arbeiteten und den Stufenbau auszugleichen bestrebt waren, so daß eine scharfe Abgrenzung der Wirksamkeit der beiden Phasen des Quartärs keineswegs immer möglich sein dürfte.

*) Im vorliegenden Falle ist vielleicht auch die Einmündung des Breneygletschers (dessen Schuttkegel links im Mittelgrunde sichtbar ist) in das Becken von Lancey beteiligt gewesen, so daß die Verlegung erst in die letzten Rückzugsstadien der Eiszeit fiel.



Fig. 1.



Fig. 2.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1912

Band/Volume: [64](#)

Autor(en)/Author(s): Staff Hans v.

Artikel/Article: [1. Zur Morphogenie der Praglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. 1-80](#)