

# Geologische Nachlese.

Von

ALBERT HEIM.

(Als Manuskript eingegangen am 2. März 1922.)

## Nr. 27.

### Über die Gipfelflur der Alpen.

Wenn wir von einem recht beherrschenden Aussichtspunkte das Gipfelmeer der Alpen überschauen, so fällt sofort auf, dass die Gipfelhöhen zonen- oder regionenweise eine auffallende Ausgeglichenheit zeigen. Mitten in einer Bergregion drin gibt es keine einzelnen wirklichen Kulminationen von bedeutend niedrigeren Höhen und auch keine solchen, welche die umgebenden Gipfel wesentlich und stark überragen. Die Ausnahmen von dieser Gebundenheit der Gipfel an eine ausgeglichene Höhe, die etwa auffallen mögen, sind fast immer bescheidener Art. Sie können auf einige hundert Meter steigen, aber nicht einmal auf 1000 m. So überragt der Glärnisch die Gipfel seiner Zone um etwa 400 m, der Tödi ist ebenfalls etwa 400 m zu hoch. Von einem etwas hinausgeschobenen Standpunkte, wie Hohentwiel, Weissenstein, Säntis, Mythen sieht man, nach E oder W blickend, wie die Gipfelhöhe vom Molasseland aus gegen die inneren Ketten auffallend regelmässig zunimmt, um ungefähr in den Kämmen der Hauptwasserscheiden ihr Maximum zu erreichen. Jenseits nimmt sie wieder ab. Es ist Allen, die in unsern Alpen etwas bewandert sind, ganz selbstverständlich, dass es z. B. im Kanton Schwyz keinen Gipfel geben kann, der 3000 m erreichen oder übersteigen würde. Ein 4000 m hoher Berg am Vierwaldstättersee, etwa anstelle des Pilatus oder der Bauenstöcke, wäre etwas Unerhörtes, Unmögliches. Aber ebenso wäre im Wasserscheidegrat Calanda-Tödi-Rhonestock-Finsteraarhorn-Bietschhorn-Wildhorn-Dents de Morcles oder im Wasserscheidegrat zwischen Rhone- und Aostatal ein wirklicher selbständiger Hauptgipfel von bloss Righöhe ein Ding der Unmöglichkeit. Ebenso wenig ist im Juragebirge ein Gipfel von 2000 bis 3000 m denkbar. Es gibt keine einzelnen viel niedrigeren und keine einzelnen viel höheren Gipfel zerstreut mitten unter solchen einer bestimmten Höhe.

Die Gipfelhöhen sind regionenweise auf bestimmte Beträge eingestellt und ausgeglichen. Freilich dürfen wir diese Beobachtung nicht in unserer Vorstellung übertreiben. Es handelt sich da nicht um ein strenges Gesetz, sondern um eine Regel innerhalb gewissen Grenzen, die, wie wir noch zeigen werden, aus der Zusammenarbeit mehrerer Faktoren hervorgeht. Die lokale Unregelmässigkeit eines der Faktoren oder eine ausnahmsweise Interferenz, wo sonst Coincidenz besteht, kann Ausnahmen zur Folge haben. So weit ich die Alpen kenne, erinnere ich mich aber bloss an eine wirklich schlagende grosse Ausnahme von der Regel, das ist der seine Nachbarn um 800 bis 1000 m überragende Monte Viso in den Westalpen. Fast alle anderen Ausnahmen sind dem Betrage nach gering, und oft aus lokalen Erscheinungen begreiflich.

Die Geographen haben ein besonderes Geschick entwickelt, für allerlei Erscheinungen ein passendes Schlagwort zur Bezeichnung zu erfinden. Wir dürfen uns immer freuen, wenn das Wort zugleich frei von einer Theorie ist. So hat ALBR. PENCK 1919 für die uns beschäftigende Erscheinung der ausgeglichenen Gipfelhöhen die Bezeichnung „Gipfelflur“ geprägt. Geographen — mehr als Geologen — haben sich schon früher, bevor der Name gegeben war, oft mit der Gipfelflur beschäftigt und verschiedene Erklärungen versucht, bevor die Erscheinung selbst näher geprüft worden war. PENCK bespricht („Die Gipfelflur der Alpen“, Sitzungsberichte der preuss. Akad. d. W. 27. III. 1919) die verschiedenen Erklärungsversuche und legt seine in die Wege leitenden Gedanken dar, indessen ohne zu einem Abschluss in der Erklärung zu gelangen.

Manchen Geologen war der Gedanke naheliegend, dass eine ursprüngliche Zunahme der Faltenhöhen vom Rand gegen das Innere des Gebirges auch das Ansteigen der Gipfelflur in gleichem Sinne bedinge. Diese Ansicht beruht auf der Annahme, dass die Falten des Gebirges autochthon seien, d. h. da in der Tiefe wurzeln, wo sie stehen. Die Gipfelflur war darnach bedingt durch eine Ausgeglichenheit oder regelmässige Verteilung der Aufstauungshöhen. Den Abtrag durch Abwitterung mochte man sich überall etwa gleich stark denken.

Manche Geographen dachten sich, das Gebirge müsste ursprünglich mehr Plateauform gehabt haben, es sei dann durch Verwitterung und Talbildung zerstückelt worden und die Gipfelhöhen seien durch die ursprüngliche Plateaufläche, von der die Gipfel die angenäherten Reste seien, bedingt und deshalb an eine „Flur“ gebunden. Innerhalb dieser Anschauung gab es solche, die die Gipfel-

flur für die Folge eines ursprünglichen Aufstauungsplateau ansahen, und andere, welche sie von einem späteren Stadium ableiteten, da ein beliebig geformtes Gebirge für gewisse Zeit zur Fastebene abgetragen worden war. Einzelne gingen sogar so weit, die Neubelebung der Fastebene einer Taleintiefung durch Gletschererosion zuzuschreiben, so dass dann die Gipfflur für die Reste einer „präglazialen“ Oberfläche gelten musste.

Wir müssen gestehen, dass eine geometrisch scharfe Definition des Begriffes der „Gipfflur“ bisher noch vergeblich gesucht worden ist. Vielleicht ist sie prinzipiell unmöglich, indem sie eine Erscheinung bezeichnet, die nicht geometrisch begrenzt ist, obschon sie tatsächlich besteht. Keineswegs darf die mittlere Höhe aller Gipfel als Gipfflur genommen werden. Vielmehr handelt es sich um die höchsten Gipfel. Die Gipfflur wird vorläufig am ehesten gemessen werden können als die mittlere Höhe der höchsten Gipfel. Dieselbe muss aber berechnet werden unter Ausscheidung allfälliger ganz vereinzelter, die Gipfflur durchbrechender höchster Gipfel, die als seltene Ausnahmen auftreten können und für sich gesondert zu erklären sein werden. Wir können die Gipfflur auch nicht definieren als die Lage, welche eine vom Himmel auf das Gebirge gesenkte steife Ebene einnehmen würde, denn diese würde sich nur nach den drei höchsten Gipfeln einstellen, darunter vor allen nach den der Gipfflur spottenden zu hohen Gipfel. Die Entscheidung, welche und wie viel von den höchsten Gipfeln wir zur Berechnung der Gipfflur benützen sollen, ist nicht allgemein anzugeben, sondern bleibt vorläufig unserm Taktgefühl überlassen. Selbstverständlich darf bei allen diesen Betrachtungen niemals ein Nebengipfel, ein blosser Schultergipfel einer höheren Masse als Gipfel gezählt werden. Es handelt sich hier stets um die relativ selbständigen Kulminationen eines Gebirges. Es gibt Bergregionen, in welchen sich anscheinend zwei verschiedene Gipffluren durchdringen, unter fast gänzlichem Ausschluss von zwischenliegenden Gipfelhöhen. Der Fall von zwei übereinanderliegenden Gipffluren, auf den wohl Dr. FR. LEVY, (brieflich an mich), zuerst hingewiesen hat, ist für die Theorie der Gipfflur von Bedeutung. Er schliesst jede Erklärung aus, nach welcher eine Gipfflur restlos zerstört — aufgefressen — werden müsste, wenn eine andere im gleichen Gebiete sich einnistet. Der Fall ist indessen selten und der Niveauunterschied der übereinanderliegenden Gipffluren bescheiden (hunderte, nicht tausende von Metern), so dass vielleicht die doppelte Gipfflur in die Kategorie der ausnahmsweisen Überschreitungen der Flurhöhen hinüberleitet.

Gewiss ist die Gipfelflur zunächst eine Erscheinung der Oberflächengestaltung. Allein wir würden auf Irrwege geraten, wenn wir daraus entnehmen wollten, dass die bloss „morphologische“ Betrachtung uns zur vollen Einsicht in ihr Wesen führen könnte. Die geologische Prüfung muss vor allen andern in ihr Recht treten. Eine Prüfung der Glieder einer Gipfelflur nach ihrem inneren Bau beweist sofort auf das Schlagendste, dass sowohl die Annahme, die Gipfelflur entspreche den ursprünglichen Stauungshöhen, als auch sie bestehe aus Relikten einer ursprünglichen oder vorübergehend erreichten Plateaugestalt falsch sind und sich nicht vereinbaren lassen mit dem inneren Aufbau des ganzen Gebirges.

Wir treten den Beweis hierfür an, indem wir an einigen Beispielen zeigen, welcher Widerspruch, welche Unabhängigkeit zwischen innerem Aufbau und Gipfelflur besteht. Die Gipfelflur besteht dem inneren Bau zum Trotze, sie hat denselben überwunden.

Erstes Beispiel. Die nördlichen helvetischen Decken mit stellenweise eingelagerten Klippen bilden eine Gipfelflur vom Molasse-land alpenwärts ansteigend. In der nördlichsten Zone dieser Gipfelflur finden wir unter anderen ähnlichen folgende Gipfelreihe:

Rigi 1800 m, Rigihochfluh 1702, Kleine Mythen 1875, Grosse Mythe 1902, Roggenstock 1777, Leiterstollen 1780, Biet 1965, Fluhbrig 2095 — vom Lemensee bis Bodensee keinen Dreitausender dazwischen!

Nach dem innern Bau besteht die Rigi aus Molasse, die Rigihochfluh ist äusserste Brandungskette der helvetischen Kreidedecken. Nach der Zinggelenegg sinkt diese, aus der Deckenstirn gebildete Kette axial in die Tiefe. Von Mythen bis Roggenstock sind die Gipfel aus dem aufliegenden höheren Stockwerk der Klippendecke gebildet, bei Iberg tauchen die helvetischen Kreidedecken wieder aus der Flyschdecke auf und bilden wieder die Gipfel. Die Klippendecke ging einst vom Stanserhorn zusammenhängend über Rigihochfluh nach den Mythen. Nach dem inneren Bau sollten die Gipfel der Rigihochfluh und des Biet um etwa 1500 m höher sein, als sie heute sind. Von diesen Gipfeln ist das ganze Gebirgsstockwerk, das die Mythen von Seewen bis an ihre Gipfel hinauf bildet, abgetragen worden. Verwitterungsabtrag hat diese benachbarten Gipfel, die durch ihren innern Bau um 1500 bis 2000 m ungleich hoch angelegt waren, auf dieselbe Gipfelflur ausgeglichen. Hier gab es keine primär ähnliche Aufstauungshöhe und keine gemeinsame Plateaufläche, der die Gipfel jemals hätten angehören können.

Zweites Beispiel. Die in der Hauptsache autochthone Kette am N-Rand des Aarmassives weist folgende Gipfel auf: Calanda 2808, Ringelspitz 3206, Sardona 3118, Vorab 3030, Hausstock 3156, Selbsanft 3024, Clariden 3270, Scheerhorn 3296, Ruchen 3138, Windgälle 3192 und 2988. Wir können auch noch die benachbarten Gipfel auf dem Rücken oder im Innern des Zentralmassives (östlicher Teil des Aarmassives) dazu nehmen: Piz Tumbif 3250, P. Ner 3070, P. Gliems 2913, P. Cambriales 3208, Düssistock 3262, P. Cavardiras 2905, Oberalpstock 3330, P. Giuf 3098, Bristenstock 3075, Crispalt 3080, Rienzerstock 2980. Auch westlich des Reusstales setzt sich am N-Rand des Aarmassives die gleiche Gipfelflur fort in: Schlossberg 3133, Spannort 3205, Krönte 3108, Seewenstock 2966, Grassen 2945, Titlis 3233, Gyglistock 2900, Mährenhörner 2824.

Die mittleren Höhen aller dieser genannten Hauptgipfel des Gebirges mit Ausschluss des Tödi 3623 und seiner nächsten Schultergipfel (Stockgron 3418, P. Urlaun 3372, Bifertenstock 3426) beträgt 3091 oder mit Ausschluss der beiden abfallenden Endglieder 3110 m. Nehmen wir den östlichsten und den westlichsten weg, so geht das Gipfelhöhenminimum nicht unter 2900, und nehmen wir noch den höchsten der kristallinen, den Oberalpstock weg, so geht das Gipfelhöhenmaximum nicht auf 3300 m hinauf. Die Gipfelflur, die wir hier als charakteristisch vom Rhein bis über die Reuss angeben können, umfasst also die Höhenzone 2900—3300 m, sie beträgt 3100  $\pm$  200 m.

Diese auffallend gleich hohen Gipfel gehören aber ganz verschiedenen Stockwerken des alpinen Faltenbaues an. Von der Aare durch die Reussregion gegen E sinkt der Rücken des altkristallinen Aarmassives ab. Es sinken ferner mit ihm die autochthonen und parautochthonen Falten seines Sedimentmantels, wie sie an seinem N-Rande entlang laufen, gegen E ab. Ferner sinken, wenigstens streckenweise, gegen Osten ab die helvetischen Decken, die das Aarmassiv überbrandet und sich dann an dessen N-Seite ausgebreitet haben. Die gesamte Absenkung dieses Faltenbaues vom Querprofil des Titlis bis an den Ringelspitz beträgt 4500 bis 5000 m. Der Calanda ist aus dem dort noch einmal etwas aufgewölbten autochthonen Sedimentmantel und den daraus nach N vorgequetschten parautochthonen Falten gebaut. Auf der Ringelspitze liegt über dem Rückenflysch des Aarmassivmantels noch die Verrucanobasis der unteren helvetischen Decken aufgeschoben, und in Sardona und Vorab sind von denselben ca. 500 m erhalten. Diese Gipfel unserer Gipfelflur enthalten die höchsten hier noch erhaltenen Teile des alpinen Baues.

Gegen W nimmt der Abtrag zu. Am Hausstock liegen nur noch ca. 200 m helvetisches Deckengebirge. Am Selbsanft ist dieses abgetragen bis auf den autochthonen und gegen den N-Gipfel parautochthonen Nummulitenkalk. Die Gipfelreihe der Clariden liegt in parautochthonen Schuppen. Im Scheerhorn finden wir unter den letzten Spuren derselben das autochthone Eocaen des Gewölbeschenkels einer mächtigen nördlichen Randfalte des autochthonen Sedimentmantels des

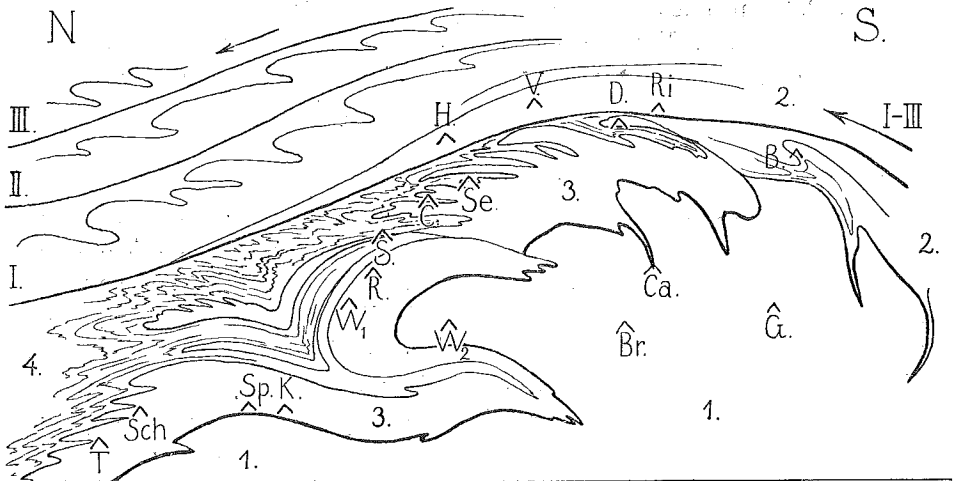


Fig. 1. Schematisches Querprofil durch den östlichen Teil des Aarmassives zur Angabe der tektonischen Lage der Gipfel einer Gipfelkette. Massstab ungefähr 1 : 100 000.

1 = Altkristallin des Aarmassives, 2 = Verrucano der unteren helvetischen Decken, 3 = Mesozoikum des autochthonen Massivmantels, 4 = Flysch. I = untere und mittlere helvetische Decken (nur angedeutet), II = obere helvetische Decken, III = Klippendecke (unterostalpin).

△ = Gipfel: Ri = Ringelspitz, B = Brigelserhörner, D = P. Dartjes, V = Vorab, H = Hausstock, Se = Selbsanft, G = Claridengrat (Gemsfayer bis Kammlistock), S = Scheerhorn, R = Gross-Ruchen, W<sub>1</sub> = grosse Windgälle, W<sub>2</sub> = kleine Windgälle, K = Krönte, Sp = Spannort, Sch = Schlossberg, T = Titlis, Br = Bristenstock, Ca = P. Cambriales, G = P. Giuf.

Aarmassives, das ist die sogenannte „Windgällenfalte“. Der Oberrand des Malm dieser Falte steht flach unter dem Scheerhorngipfel bei ca. 2800 m. Der Scheerhorngipfel ist aus parautochthoner Kreide und dem Eocaen des obersten Teiles des Gewölbeschenkels der Windgällenfalte geschnitten. Wie diese Falte gegen W ansteigt, so gehören nun die verschiedenen Gipfel der Gipfelkette, um gleichhoch zu bleiben, stets tieferen Teilen der Falte an: Die Gewölbeumbiegung des Malm bildet in steilen Platten den Ruchen und besonders die

Windgälle. Die kleine Windgälle ist aus dem liegenden Gewölbekern (Porphyr) und dem Verkehrtchenkel geschnitten. Im Schlossberg reicht das Eocaen der Mulde noch an den Grat, der in der Hauptsache aus dem Malmuldenschenkel gebildet wird. Der Titlis gehört einer noch tiefer nördlich abfallenden Streichzone desselben autochthonen Malmuldenschenkels an. Die nebenstehende Figur 1 erläutert die relative tektonische Stellung der einzelnen Gipfel innerhalb der Zone Vorab-Titlis. Vom Titlisgipfel sind also im Vergleich zum Scheerhorn vollständig abgetragen worden: Der Muldenkern, der Verkehrtchenkel, der Gewölbekern und der Gewölbeschenkel der Windgällenfalte und überdies noch Kreide der parautochthonen Hohefaulen- und Griesstockdecken, was wenigstens 2500 m vertikalen Abtrages bedeutet. Aber das Scheerhorn selbst war noch mehr als 4000 m höher geboren, denn von ihm sind die hier mächtigen helvetischen Decken, dazu noch die ostalpinen (Klippendecken) abgetragen worden.

Gewiss stieg im Querprofil gegen das Innere des Massives der Sedimentmantel des Aarmassives noch viel höher. Das einzige Relikt desselben auf dem E fallenden Rücken, der Tödi, weist gegen W hoch hinauf. Auf dem Gipfel des P. Cambrales liegt gerade noch eine Rötidolomitmulde als Rest einer tiefstgreifenden Sedimenteinfaltung im Aarmassiv. Aber dennoch reihen sich die mitten aus dem altkristallinen Massiv herausmodellierten Gipfel P. Ner, Gliems, Cambrales, Düssistock, Cavardiras, Giuf, Bristenstock, Crispalt, Rienzerstock etc. in dieselbe Gipfelfur. Es müssen von diesen Gipfeln Abträge von 4000 bis 6000 oder mehr Meter stattgefunden haben, um sie der Gipfelfur von 3100 m einzuzwingen.

Die Gipfelfur hat sich durchgeschlagen, indem sie Gipfel wie Vorab und Hausstock einerseits und Bristenstock oder P. Giuf andererseits auf gleiches Niveau brachte, während dabei den letzteren heute ca. 3000 m mehr ursprünglich gelagertes Gestein weggenommen worden, und sie überdies im Faltenbau in jenen abgetragenen Teilen einem wenigstens 5000 bis 6000 m höher aufgestauten Stockwerk der Alpen angehören, also im ganzen ca. 8000 m höher sein sollten. Der Vorab steht noch da als autochthon aufgefaltetes Gebirge von der Sohle bis zum Kragen und trägt noch eine Kappe von helvetischer Überschiebung, der Bristenstock ist bis weit in seine Wurzel hinab ganz abgetragen — und doch sind sie gleich hoch! Der Zwang zur Gipfelfur hat den inneren Bau überwunden und beherrscht die Formen und im besonderen die Gipfelhöhen des Gebirges.

Drittes Beispiel. Ein weiteres sprechendes Beispiel für die Überwältigung des inneren Gebirgsbaues durch die Erscheinung der

Gipfflur weisen uns die Kalkhochalpen zwischen Gemmi und Rhonetal und darüber hinaus auf. Die Kette erstreckt sich zwischen Aar- und Aiguilles Rouges-Massiv und füllt eine tiefe Einsattlung zwischen den beiden kristallinen Massiven aus. Die Gipfel sind von WSW nach ENE: Dents du Midi 3260, Dents de Morcles 2980, Muveran 3016, Diablerets 3246, Wildhorn 3268, Wildstrubel 3252, Balmhorn 3712, Bietschhorn 3953. Die letzten hohen Zahlen deuten das Ansteigen zur höheren Gipfflur der Berner Oberländer an. Unsere Fig. 2 gibt ein Längsprofil durch die Kette und kennzeichnet besser als viele Worte die Erscheinung. Wenn die Wildhorndecke mit ihrer Oberkante am Rawylpass 2415 m hoch liegt, mussten die gleichen Stockwerke des Gebirgsbaues am Bietschhorn auf 12400 m und an den Dents du Midi auf 10000 m Höhe aufgetürmt worden sein, ohne den Verwitterungsabtrag. Von den Dents du Midi bis an den Lötchenpass, soweit noch mesozoische Sedimente dem Altkristallin aufliegen, sind Berge,

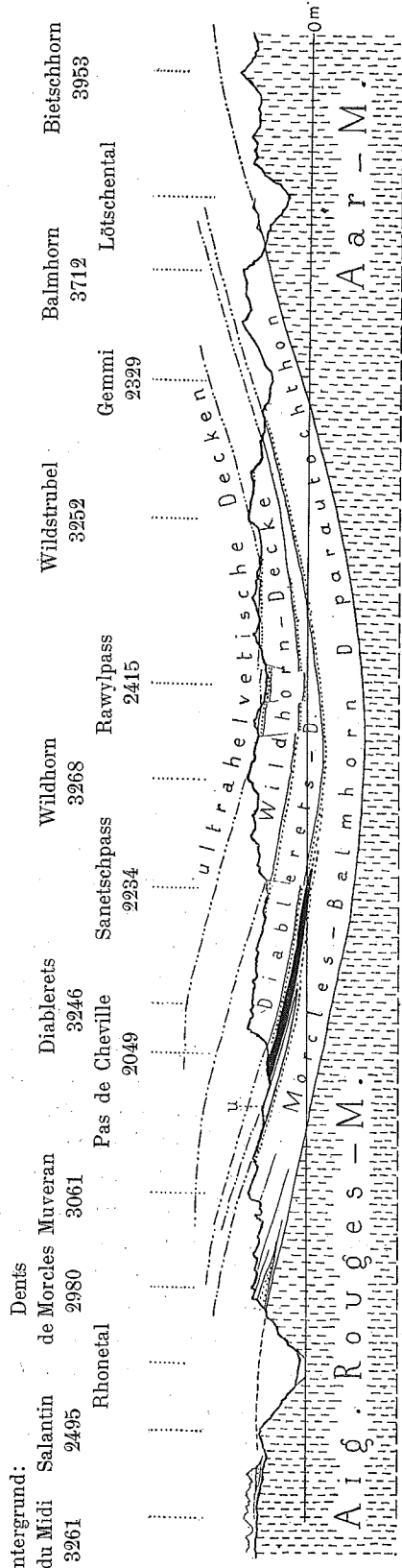


Fig. 2. Schematisches Längsprofil zwischen Aig. Rouges- und Aar-Massiv. 1 : 400 000

Vertikal gestrichelt = Aarmassiv, leer = Mesozoikum, punktiert = tertiär, schwarz = eingewinkelte Trias, darunter : u = „Néocomien à Cephalopodes“, ultrahelvetisch.



welche um ca. 6500 m verschieden hoch sein sollten, alle ausgeglichen auf die Gipfelflur von 3200—3300 m. Der Sattel, der vom altkristallinen Massiv der Aiguilles Rouges gegen ENE um annähernd 6000 m sich einsenkt (bis ca. 3500 m unter Meer) und dann im Aarmassiv mit seinem ENE-Flügel wieder auf 9000 bis 10000 m emporsteigt, diese longitudinale Einsenkung von ca. 60 km Länge und 8 km Tiefe ist durch die Gipfelflur in den Gebirgshöhen ganz zum Verschwinden gebracht. Sie hat im Sattel die 3 bis 4 übereinander geschobenen helvetischen Decken unzerstört stehen gelassen, die gleichen aber gegen die Massive hin sukzessive abgetragen samt Teilen des Aarmassives selbst.

Längst sind kleinere Längsprofilstücke hie und da gezeichnet worden. Solche über grössere Strecken sind im Gebiete der Westalpen zuerst von E. ARGAND (Beiträge Lfg. XXVII n. F. Planche III zu Spezialkarte 64), über die Ostalpen von R. STAUB (Vierteljahrschrift der N. G. Zürich, Festschrift 1919) gegeben worden. Sie haben unsere Einsicht in die Verhältnisse wesentlich vermehrt. Das Verfolgen der Falten in ihrem Längsverlauf lehrt uns vor allem ihre Mächtigkeiten feststellen und die normale Folge der tektonischen Stockwerke und die Ausbreitung derselben unter- und übereinander erkennen. Das rücksichtslose orographische Abschneiden zur Gipfelflur in Kollision mit den wohl bis zu 40—50 km betragenden axialen Höhenschwankungen der Falten und Decken hat es zustande gebracht, dass in den Gebieten axialer Aufwölbung die tieferen Glieder des alpinen Bauwerkes angeschnitten entblösst liegen, in den axialen Einsenkungen dagegen die höheren zur Untersuchung präpariert erhalten geblieben sind. Die genannten Profile von ARGAND und STAUB sind prachtvolle Bilder dieser grossartigen Erscheinung.

Die durchgreifendste axiale Höhenschwankung im Alpenbau, die alle Falten und Decken mächtig betroffen hat, ist so scharf ausgesprochen, dass sie den Namen einer Querflexur verdient. Sie läuft vom Bodensee bis an Septimer — Maloja — P. Tremoggia. Im Norden ist sie scharf und konzentriert ausgebildet, so dass z. B. am Alvier, Gonzen, Fläscherberg, Calanda die Falten mit 20 bis 60° von W gegen E abbiegen, wobei die Schichten quer streichen. Gegen S wird das östliche Axengefälle gelinder, die Flexur aber verteilt sich auf eine in der Streichrichtung der Falten viel breitere Zone. Diese axiale Absenkung von W gegen E vom Bodensee bis über die Maloja reichend, hat die Alpen in W-Alpen und E-Alpen geschieden. Auf dieser Querzone tauchen die W-Alpen unter die E-Alpen. Aber W-Alpen und E-Alpen sind nicht zwei verschiedene Gebirge, die zusammen-

geschweisst wären. Vielmehr sind die ganzen Alpen durch einheitlichen S-N bis SE-NW-Schub zusammengestaut worden. Gleiche Deckfalten gehen von W nach E hinüber. Allein sie sind alle auf der W-Seite höher aufgestaut und liegen auf der E-Seite viel tiefer. In den W-Alpen steckt, den Deckfalten vorliegend, eine altversteifte und durch den alpinen Schub hervorgepresste Schwelle: die Reihe der autochthonen Zentralmassive. An dieser musste sich im W der Alpenschub anstauen, bis manche Decken die Schwelle zu überbranden vermochten. Die östlichste Entblössung der autochthon zentralmassivischen Schwelle ist die Fortsetzung des Aarmassives in zwei Teilen bei Vättis und bei Tamins, beide in der Kunkelspasslinie gelegen. Unter dem Calanda tauchen die autochthonen Massive gegen E endgültig zur Tiefe. Die E-Alpen enthalten keine dem Schub im Wege stehende autochthone Massivschwelle. Deshalb mussten sich hier die Decken nicht zur W-alpinen Höhe aufstauen. Vielmehr flossen sie ungehemmt in tieferer Lage hinaus gegen N. In der östlichen Endigung der autochthonen Massivreihe im Kern des Calanda liegt die mechanische Ursache für den ganzen Unterschied von W-Alpen und E-Alpen.

W der Linie Bodensee—Septimer werden die Alpen gebildet aus autochthonen Massiven und ihren Sedimentmänteln, aus helvetischen Decken, welche vom S-Rand der autochthonen Massive über dieselben gestossen worden sind, und von penninischen Decken, welche in der Hauptsache S der autochthonen Massive angestaut sind und dieselben nur noch mit ihren äussersten und höchsten Massen überbrandet haben.

E der Linie Bodensee-Septimer sind die helvetischen Decken, ohne über eine autochthone Schwelle steigen zu müssen, bis an den N-Rand vorgeschürft, darüber gehen penninische Massen, die alle etwas weiter S zurückbleiben. Sie bilden zusammen die sichtbare Unterlage, auf welcher dann höhere noch weiter im S wurzelnde Decken mit wesentlich anderem Gesteinsbestand (ostalpine Trias etc.) über alles hinausgeschoben worden sind. Dies sind die unter- und ober-ostalpinen Decken, wurzelnd im N-Rand der Dinaridenzonen. Diese ostalpinen Decken gingen ursprünglich über einen grossen Teil der Westalpen hinaus. Sie sind aber dort bis an die Querflexur in der Hauptsache durch Verwitterung abgetragen. Nur vereinzelte, teils auch passiv verschleppte Stücke dieser gewaltigsten gefalteten, überschobenen Gebirgsplatte, die Préalpes romandes und die „Klippen“ der Zentralschweiz, sind als Reste da erhalten geblieben, wo sie sich in tiefere Lage retten konnten.

Wir wollen zur Feststellung der Erscheinungen der Gipfflur

eine nördliche Zone von den E-Alpen in die W-Alpen und nachher eine südlichere verfolgen. Wir werden sehen, dass die Erscheinung der Gipfflur auch den Unterschied von E-Alpen und W-Alpen in den Berghöhen überwunden hat.

Viertes Beispiel. Die bezeichnenden Gipfelhöhen von E nach W aus der Zone Rhätikon-Linthtal, die die Querflexur überbrückt, sind unter Angabe der tektonischen Zugehörigkeit der Gipfel:

	a) Ostalpen (östlich des Rheines)	
Madrishorn	2830 m	oberostalpinen Altkristallin
Sulzfluh	2820 m	unterostalpinen Malm
Drusenfluh	2829 m	„ „
Scesaplana	2969 m	oberostalpinen Rhät
Falknis	2601 m	unterostalpinen Kreide
Rote Wand	2701 m	} im nördlichen Rhätikon gelegene Gipfel, bestehend aus oberostal- pinen Trias
Wetterspitz	2898 m	
Parseierspitz	3034 m	
Mädelergabel	2650 m	
Riffler	3180 m	oberostalpinen Altkristallin
	b) Westalpen (westlich des Rheines)	
Calanda	2808 m	parautochthone helvetische Kreide
P. Sol (graue Hörner)	2847 m	} Verrucano der unteren helvetischen Decken
Ringelspitz	3206 m	
P. Segnes	3102 m	
Kärpfstock	2798 m	
Vorab	3025 m	
Hausstock	3156 m	
Selbsanft	3024 m	autochthones Eocaen
Glärnisch	2913 m	Kreide der mittleren helvet. Decken.

Alle Gipfel der Reihe a (östlich des Rheines) sind aus den Gesteinen der ostalpinen Decken geschnitten. Im Vergleich damit sind von allen den Gipfeln b (westlich des Rheines) abgetragen worden von oben nach unten sämtliche ostalpinen Decken: oberostalpinen Mesozoikum und Altkristallin (Silvrettakristallin), unterostalpinen Mesozoikum, penninischer Flysch, helvetische Decken ganz oder zu einem grossen Teil, beim Selbsanft auch noch der autochthone Flysch. Die Mächtigkeitsschätzungen dieser abgetragenen Stockwerke stellen sich in der in Betracht fallenden Zone ungefähr wie folgt:

Oberostalpinen Mesozoikum ca. 1000 m (vorhanden an der Scesaplana).

Oberostalpinen Kristallin (Silvrettakristallin), das im Osten

bis über 5000 m mächtig ist, mag am Madriserhorn noch 1000 bis 2000 m betragen haben, keilt aber gegen W zwischen Sulzfluh und Scesaplana vollständig aus, und reichte wohl niemals anders als in dünnen Schürflingen weiter nach W — kommt also für den dortigen Abtrag nicht in Rechnung.

Unterostalpinier Jura, Kreide und Flysch, vorhanden von Madrisa bis Falknis, ohne Faltung ausgeplättet normal gedacht ca. 1500 m, bald ausgewalzt auf 100 m, bald zusammengestaut bis auf 3500 m.

Penninischer Flysch (Prättigauschiefer), nie einfach gelagert, stets zusammengestaut auf 3000—5000 m, westlich des Rheins wohl stellenweise bis auf wenige hundert Meter, oder sogar ganz ausgequetscht.

Helvetische Decken direkt über dem Aarmassivrücken (über Calanda) wohl ausgewalzt auf wenige 100 m oder gar stellenweise bis zum Verschwinden tektonisch abgeschürft, nördlich der Scheitelhöhe der autochthonen Kette und gegen W stark zunehmend auf Beträge von 3000 m, die durch Faltung noch stark vermehrt sein können.

Der autochthone Sedimentmantel des Aarmassives hat primär bei normaler Lagerung ca. 1000 m Mesozoikum und darüber weit über 1000 m Tertiär. Autochthones Mesozoikum ist in parautochthonen Schuppen und Falten bis auf das dreifache gehäuft, der Flysch dazwischen ist dagegen meist ausgequetscht und gegen N zusammengestaut. Vom ganzen autochthonen Sedimentmantel kommen als Abtrag für den Selbsanft nur ca. 1000 m in Betracht. Unter den übrigen Gipfeln ist aber fast diese ganze autochthone Sedimentmasse noch vorhanden.

Wenn wir die Veränderlichkeiten in der Dicke der einzelnen tektonischen Stockwerke von einer Stelle zur andern je nach Ausquetschung oder Anstauung, oder nach Auskeilen mit in Rechnung ziehen, so kommen wir im ganzen zu dem Resultate, dass auf der W-Seite des Rheines wenigstens 6000 m, meistens ca. 8000 m abgetragen worden sind, die östlich des Rheines noch im Gebirge enthalten sind. Alle die Gesteinsmassen, die das Rhätikongebirge bilden, von der Sohle des Rheintales bis hinauf zum Gipfel der Scesaplana sind auf der W-Seite verschwunden, während die tieferen Sockel in die Gipfel hinaufsteigen. Die Mächtigkeit des im W Abgetragenen entspricht der östlichen Absenkung des Gebirges und gleicht die Alpen beiderseits der grossen Querflexur zur gleichen Gipfelflur aus. Wenn die Gesteinslagen vom Rheinniveau bis zum Scesaplanagipfel auch noch im

W erhalten wären, so würden sie dort einen Tödigipfel aus oberostalpinen Juraschichten von 12000 bis 13000 m Höhe bilden. Abermals ergibt sich das Resultat: Die Gipfelflur hat die Berge erniedrigt und ihre nach dem Erdrindenbau und seiner Faltung so ungleichen Berghöhen um Tausende von Metern ausgeglichen.

Fünftes Beispiel. Im südlichen Teil der Alpen liegen im Gebiete des Tessin die Falten und Decken am höchsten. Im oberen Tessintal und im Antigoriotal sind die tiefsten entblössten Unterlagen aufgeschlossen. Von da weg sinken sie alle axial gegen E und W ab. Aus ihren Abwitterungskanten entstehen S-N laufende Querkämme im Gebirge. Ein E-Fallen von 20—30° beherrscht alle Gebirge: Lukmaniermassiv über 3000 m mächtig, Val Blegnio, Simano, Adula je ca. 5000 m, San Bernardinopass, Tambomassiv ca. 4000 m, Splügen, Surettamassiv ca. 3000 m, Avers—Oberhalbsteiner-Sedimentzone ca. 4000 m, Gruppe des Piz d'Err bis über den Albulapass (Errdecke und Berninadecke) ca. 3000 m. Im Tessin stehen die tiefsten, im E die höchsten Glieder des alpinen Deckfaltengebäudes an der Oberfläche sichtbar an. Dann folgen Languarddecke 1500 m, Campodecke (Kristallin 0—6000 m, Sediment 2000 m) und Silvrettadecke = 1000—7000 m, die mehr gegen SE entwickelt sind. Fig. 3 gibt ein Längsprofil durch den Hauptteil dieser breiten Region von axialem E-Fallen, zu welcher sich hier die Querflexur zwischen Westalpen und Ostalpen ausgebreitet hat. Dieses Profil lässt uns die Mächtigkeit des ganzen Deckfaltensystemes vom tiefsten Tessinergneis bis über die Trias der Silvretta für verschiedene Stellen auf 30- bis 40000 m bestimmen. Um diesen Betrag sollte der Mte. Sobrio bei Biasca höher sein als der Hochducan oder die Scesaplana. Aber alle diese Gipfel sind fast gleich hoch, sie bilden eine Gipfelflur, wie folgende Höhenzahlen zeigen:

Hoch Ducan	3073 m	Silvrettatrias	} oberostalpine Decken
Piz Kesch	3122 m	Silvrettakristallin	
P. Julier	3385 m	Berninadecke	
P. Platta	3386 m	Margna-Ophiolithe	
P. Suretta	3025 m	Rofnaporphyr	
P. Timun	3201 m	Gneis der Surettadecke	
P. Tambo	3276 m	Gneis der Tambodecke	
P. Valrhein	3398 m	Aduladecke	
P. Basodino	3276 m	Aduladecke	

Von diesen Höhen sind mehrere — viele — bis zu 40 Kilometer Gestein abgetragen worden, — dem inneren Bau zum Trotz, der Gipfelflur zu Liebe!

Über dem helvetischen Deckengebirge sind 1 bis 6 km verschwunden, über den penninischen Gebieten des Wallis oft 15—18 km, über der Splügenzone 25—28 km, über den tiefsten Entblösungen der unteren Tessinerdecken 30—35 km, und auf der Zone der Firstlinie der Alpen, wo gleich nördlich der penninischen Hauptwurzelzone die Decken in das „Firstgewölbe“ aufgepresst worden waren, sind wohl vielfach 40 km Gesteinshöhe abgetragen; sie fehlen ohne jedes Anzeichen einer Zerreißung. In Gebieten oder Gebirgsgruppen verwickeltsten inneren Baues sind doch fast alle ganz hohen Kulminationen gleich hoch, welchem Glied des Baues sie angehören mögen. Gegenüber diesen Beträgen erscheinen uns die Alpen als Ganzes fast wie eine Gipfelflur von leichter Wölbung. Höhendifferenzen in der Anlage der alpinen Gebäudekonstruktion von 10—40 km sind überwältigt. Statt dass die Gipfel der Alpen zwischen 1000 und 50000 m Höhe schwanken, liegen sie zwischen 1000 und 4800, die höchsten sind auf  $\frac{1}{8}$  oder  $\frac{1}{10}$  ihrer Höhe erniedrigt!

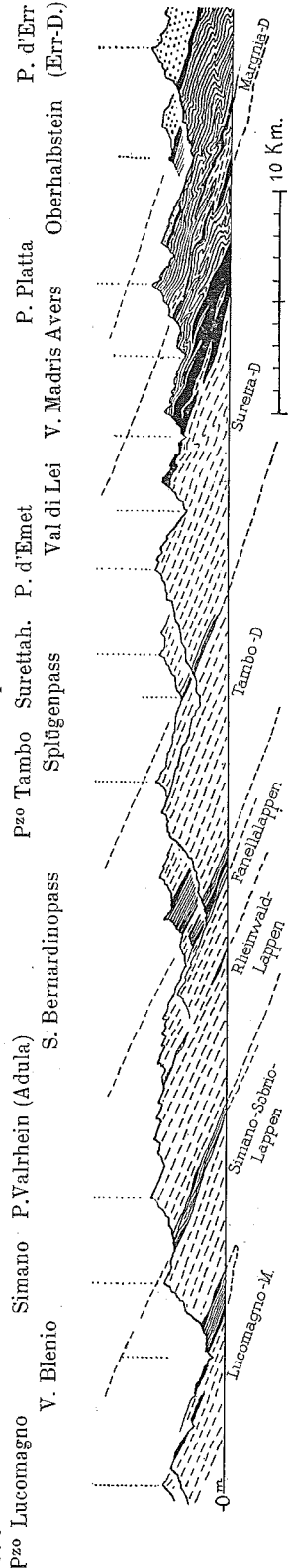
Was ist die Ursache der Gipfelflur?

Dass die Abwitterung ein Hauptfaktor sein muss, ist selbstverständlich und aus jedem geologischen Profil durch ein Stück Alpen sofort zu sehen. Substanz ist weg, und die dadurch entstandene Oberfläche ist ganz nach den Vorgängen der Erosion und Verwitterung modelliert. Aber wodurch ist die Arbeit der Abwitterung auf die Ausbildung einer Gipfelflur gelenkt worden? Wer hat sie hierzu angeleitet? Und welche anderen Faktoren können noch mitgewirkt haben?

Aus unseren jetzigen geologischen Profilen durch Teile der Alpen können wir nicht nur den ursprünglichen Hochgang der Alpen-

E.

Fig. 3. Längsprofil durch die Zone axialen Ostfallens der penninischen Decken in Tessin und Graubünden.



W.

Pzo Lucomagno  
V. Blenio

Simano  
P. Valrhein (Adula)

S. Bernardino

Splügenpass

Pzo Tambo  
Surettah.

P. d'Ermet  
Val di Lei

V. Madris Avers  
Oberhalbstein (Err.-D.)

P. d'Err  
P. Platta

Sureza-D.

Tambo-D.

Fänelalappen  
Riebnwald-Lappen  
Simano-Sobrio-Lappen

Maggia-D.

10 Km.

faltung über Meerniveau ableiten, und als die Differenz desselben von der noch vorhandenen Gipfelhöhe den Verwitterungsabtrag bestimmen. Wir können auch aus zuverlässigen genauen Längs- und Querprofilen den heute vorhandenen Tiefgang der Alpenfaltung bestimmen. Mit dem Tiefgang hängt zusammen der Massendefekt und das Gewicht der über das allgemeine Erdniveau vorragenden Berge. Die Berge schwimmen in der Erdrinde, es besteht eine Art Gleichgewicht „Isostasie“ in grossen Zügen. Die Gebirgszonen mit dem grössten Faltungshochgang ergaben die grösste Überlastung der Erdrindenhaut und sanken isostatisch am stärksten ein. Ein gewisses Mass von Ausgleichung und Verminderung der Berghöhen ist somit sehr wahrscheinlich schon dadurch entstanden, dass die am höchsten aufgestauten Gebiete am meisten isostatisch eingesunken sind. Aber es sind auch die am höchsten aufgestauten schon zuerst und am längsten und am intensivsten den Agentien der Zerstörung überliefert worden. Die Isostasie kann also, besonders in den früheren Phasen der Gebirgsbildung zur Entstehung einer tieferen Gipfelflur kräftig mitgeholfen haben, während ein allzu tiefer Abtrag durch Verwitterung umgekehrt wieder ein isostatisches Emporsteigen des Gebirges zur Folge haben konnte. Stets wird die Isostasie nicht von Berg zu Berg Bewegungsdifferenzen erzeugen können, sondern nur ausgeglichen auf weite Regionen wirken, entsprechend einer gewissen Steifheit und inneren Reibung in der Erdrinde. Da sinkende isostatische Bewegungen durch Rindenhäufung (Faltung), steigende durch Abwitterung bedingt sein können, so kann zwischen Aufstauung, Abwitterung und Isostasie eine in zahlreichen repetierten Phasen sich komplizierende Wechselwirkung eintreten. Es ist noch nicht möglich, dieselbe zu durchschauen, geschweige zahlenmässig festzustellen. Die heutige Gipfelflur in ihrem Verhältnis zum Hochgang der Faltung lässt uns aber deutlich empfinden, dass an ihrer heutigen Ausbildung die Abwitterung wohl der durchgreifendere, im Einzelnen beherrschendere Faktor war. Die Isostasie allein hätte so schöne Ausbildung von Gipfelfluren, denen oft nahe benachbarte Gipfel von ursprünglich grosser Höhendifferenz sich einordnen, nicht zustande gebracht. Sie hätte nicht so eingehend ins Einzelne gearbeitet, sie hätte mehr und stärkere Ausnahmen und tektonisch bedingte Differenzen stehen gelassen.

Um die Faktoren herauszufinden, die bei der Ausbildung der Gipfelflur wirksam gewesen sind, kann uns vielleicht eine nähere Betrachtung der Abweichungen in der Regelmässigkeit der Erscheinungen führen.

Sechstes Beispiel. Wer von einem hohen Gipfel, z. B. dem Tödi, einen grossen Teil der Graubündner Alpen überblickt, dem fällt sofort auf, dass der allgemeinen Graubündner Gipfflur die Berninagruppe sich nicht einordnet, sie gehört einer höheren Gipfflur an. Vergleichen wir das Berninagebirge mit dem westlich anliegenden und ähnlich vergletscherten S Bergellgebiete.

Die mittlere Höhe der 10 höchsten Berninagipfel beträgt  $3900 \pm 150$  m, diejenigen der 10 höchsten Bergeller  $3344 \pm 60$  m. Die mittlere Höhe der 20 höchsten Berninagipfel beträgt 3530 m, diejenige der 20 höchsten Bergeller 3158. Die Gipfflur der Berninagruppe ist also 550 m höher als diejenige der benachbarten Bergeller Berge. Die Gesteine sind in beiden Gruppen von ähnlicher Widerstandskraft — da wie dort herrschen granitische Gesteine vor. Im Berninagebiete sind sie vielfach dislokationsmetamorph gequetscht, im Bergellermassiv dagegen frisch massig und viel jünger. Also keinerlei Ursache, die höhere Gipfflur der Bernina auf resistenzfähigeres Gestein zurückzuführen.

Dagegen liegt eine grosse beachtenswerte Differenz beider Berggruppen in der Erosionsbasis der Wasser, die sie durchtalen. Wir notieren als begleitende Erosionsbasis:

Für das Berninamassiv		Für das Bergellermassiv	
Oberengadin-Maloja	1817 m	Bergell bei Casaccia	1460 m
„ -Samaden	1720 m	„ „ Castasegna	628 m
Flussgefälle absolut	99 m	„ „ Chiavenna	332 m
relativ	5,7 ‰	Flussgefälle absolut	778 m
		relativ	52 ‰

Am S-Abhang sind die Bedingungen bei diesen beiden Gebirgsgruppen fast gleich. Die nächste nördliche Erosionsbasis liegt vor dem Bergellermassiv um über 1000 m tiefer und dem Wasserscheidehauptgrat zudem  $2\frac{1}{2}$  km näher als vor dem Berninagebirge. Die äusserste Erosionsbasis, das Meer, liegt im Wasserwege von Samaden ca. 7 mal weiter entfernt als von Castasegna. Die Abhängigkeit der Gipfflur von der Tiefe der unmittelbaren und der Entfernung der endgültigen Erosionsbasis ist deutlich. Die überragende Höhe der Berninagruppe ist der Stagnation in der Austiefung des Oberengadins zu verdanken. Das Oberengadin ist ein altdurchtaltes, in eine relative Stagnation gelangter Gebirgstheil, in den die von tieferer näherer Erosionsbasis ausgehende Talbildung noch nicht völlig eingedrungen ist. Aber von allen Seiten sucht sie Angriff. Der Gebiets- und Wasserraub der Maira (ALB. HEIM: Geol. d. Schw., S. 575—578) hat einerseits dem Gebiet der ursprünglich höheren Gipfflur ein



Stück entrissen, andererseits aber die Stagnation des noch gebliebenen Berninagebietes durch Schwächung des Inn befestigt. Schon in den beiden letzten Eiszeiten war der Erosionsstillstand vorhanden und die Eisflut hat sich auch hier unfähig erwiesen, eine Neubelebung der Talbildung hervorzurufen. Der Wasserzuschuss für die Maira dagegen hat seine Wirkung getan. Das Bergell ist furchtbar eingetieft, und die Gipfel des Bergellermassives, die gewiss die Bernina noch in geologisch junger Zeit hoch überragt hatten, haben die Raubtat ihrer Wasser an ihrer Höhe büßen müssen. Trotz entsetzlicher Schroffheit der Talgehänge und der Gräte und Gipfel, und trotz dem noch frischeren massiveren Material, aus dem sie geschnitten sind, ist ihre Gipfelflur viel niedriger als diejenige des Berninamassives geworden. Dem Berninagebirge ist als Entschädigung die grössere Gipfelhöhe geblieben.

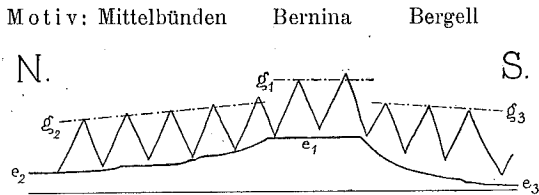


Fig. 4. Schematische Darstellung der Abhängigkeit der Gipfelfluren ( $g$ ) von der nächst eingedrungenen Erosionsbasis ( $e$ ).

$e_1$  = alter Talbodenrest mit zugehöriger Gipfelflur  $g_1$ .

$e_2$  = von N eindringende Erosionsbasis,

$e_3$  = von S eindringende Erosionsbasis und zugehörige Gipfelfluren.

Wir entnehmen dem Vergleich von Berninagebirge mit Bergellermassiv, dass die Gipfelflur wesentlich abhängt von der relativen Lage der Erosionsbasis nach Höhe und Entfernung. Eine höhere Gipfelflur gehört hier zum Rest eines Stückes von höherer Erosionsbasis und grösserer Meerferne. Die generelle Gesamtausgleichung der Gipfelflur ist wohl die Folge davon, dass rings um die Alpen herum in Seen und Talflächen eine ähnliche Erosionsbasis herrscht. An der Nordseite oder Aussenseite der Alpen ist sie 300—400 m hoch und die Entfernung vom Meere grösser. An der Innenseite ist die nähere Erosionsbasis 150—200 m und der Weg zum Meer kürzer. Die steilere S-Abdachung greift rückwärts und verschiebt die Wasserscheide auf Kosten der Aussenseite. Die Hauptpässe haben eine steilere S-Seite, flachere N-Seite. An der Hauptwasserscheide der Alpen stossen die steilere Innenseite mit tieferer näherer Erosionsbasis und die weniger steile Aussenseite mit höherer fernerer Erosionsbasis zu-

sammen. Von diesen Erscheinungen der Entwässerung und Abspülung wird die Gipfflur beherrscht. Eine weitere Folge davon ist, dass die höchsten Gipfel der Alpen sich am S-Rande der Nordabdachung befinden.

Siebentes Beispiel. Das Berninagebirge und ganz ähnlich die Walliserhochalpen S der Rhone und das Gebiet des Aarmassives vom Bietschhorn bis Galenstock zeigen auffallend flache, breite Talmulden in grosser Höhe, die Firnmulden. Der längste Gletscher der Alpen, der grosse untere Aletschgletscher, liegt in einem alten Hochtal. Junge, steile Taleintiefungen haben nicht vermocht, sich diese stark vergletscherten Gebiete zu erobern. Wo solche vorhanden sind, haben sie oft zurückgegriffen bis gegen die Gletscherenden, halten aber dort an, als ob sie sich scheuten, in das eigentliche Gletschergebiet einzugreifen. Oder im Hintergrund eines steilen Erosionstales folgt auf älterem Talboden ein flacherer Gletscher, von dem höchstens noch eine unterste Zunge in das Steiltal hinabreicht (Oberaaregletscher, Aletschgletscher, Findelengletscher, Gornergletscher, die Gletscher von Fee, Durand, Moiry, Otemma, Breney, Corbassière Mt. Durand u. a. m., Ausnahme: Walliser Fieschergletscher). Die Gletscher füllen ältere, höhere Talstufen, die jungen Talaustiefungen greifen noch nicht bis dort hinauf. Die Gletscher haben die Talaustiefungen nicht belebt, sondern hintangehalten. Sie konservieren ein höheres älteres Talboden- und Terrassenniveau und wirken deshalb, wo sie hohe Gräte und Gipfel umgeben, auf längere Erhaltung von deren Höhen, deren hoher Gipfflur. Es ergibt sich daraus eine Wechselwirkung: Grosse Höhen bedingen starke Vergletscherung und die starke Vergletscherung verzögert die neue Eintiefung. Grosse Höhe beschützt durch die Vergletscherung eine höhere Gipfflur. Sie verlangsamt ihre Erniedrigung. Die hohe Gipfflur reich vergletscherter Gebiete und ihre Erhaltung ist z. T. durch die Vergletscherung selbst konserviert.

Achtes Beispiel. Wir suchen nach dem Einfluss des Gesteines auf die Gipfflur. Er ist gewiss nicht gross, denn viele Gipffluren greifen nicht wesentlich gestört durch Berge verschiedensten Baumaterials (Beispiel Nr. 2). Man wird diesen Einfluss nur da zu fassen vermögen, wo ausgedehntere Regionen von durchgreifend sehr verschiedenem Gestein unter ähnlichen Bedingungen (Klima, Erosionsbasis) neben einander stehen. Die meisten Gebirgsgruppen in den Alpen enthalten in starker Mischung Gesteine sehr verschiedener Art, sie können uns für die vorliegende Frage nicht dienen. Dagegen treffen wir den Bündnerschiefer als fast ausschliessliches Gestein in den Talgebieten der Landquart, Plessur, dann S des Vorder-

rhein von der Lenzerheide gegen W durch Domleschg, Safien und Lugnetz. Dieses Gebiet von ca. 1300 km<sup>2</sup> hat eine Gipfflur von ca. 2500 m. Die Gipfel seiner Umrandung, die z. T. auch noch Bündnerschiefer, aber mit anderen Gesteinen durchsetzt, enthalten, oder die aus ganz andern Gesteinen (kristallinen Silicatgesteinen, kalkigen Trias, Jura und Kreidegesteinen) bestehen, ordnen sich in eine Gipfflur von 2900 m. In diesem Höhenunterschied ist indessen auch noch ursächlich der Umstand beteiligt, dass die Umrandung des Bündnerschiefergebietes etwas weiter von der Erosionsbasis zurück-

liegt. Immerhin ergibt sich, dass der Bündnerschiefer eine um einige 100 m tiefere Gipfflur ergibt, als die anderen Gesteine. Der Bündnerschiefer ist vorherrschend leicht zerstörbarer Tonschiefer, kalkiger Tonschiefer, sandiger Tonschiefer bis Sandstein. Er ist zu Abrutschungen geneigt, ist im ganzen schwer durchlässig und erträgt im Mittel nur eine geringere Maximalböschung mit grösserer Dichte der Wasserrinnen.

Neuntes Beispiel. Vergleichen wir damit ein reines Gneisgebiet, das Tessin von der Moesa bis zur Maggia und von Faido bis Locarno. Hier finden wir eine Gipfflur von 2750 m. Die Erosionsbasis für das Bündnerschiefergebiet kann an dessen NE-Ausgang auf 450—500 m angenommen werden. Für das Gneisgebiet des Tessin beträgt sie 200 m. Um also die Wirkung der Gesteinsart zu erkennen, ist die Gipfflur des Bündnerschiefergebietes zum Vergleich um 200 bis 250 m zu erniedrigen und zu 2250 m anzunehmen; sie ergibt sich im Bündnerschiefer um 500 m niedriger als im Gneis. Freilich ist diese Art der Korrektur zur Vergleichbarmachung recht unvollkommen; denn die jetzige Gipfflur ist wahrscheinlich vom Felsboden der Täler aus geschaffen worden, nicht von ihrer heutigen Schutt- oder Wasserauffüllung aus. Dieser Fehler ist aber in ähnlicher Weise in beiden verglichenen Zahlen vorhanden.

Die beiden verglichenen Fälle dürften für die Alpen so ziemlich die Extreme bedeuten. Noch leichter verwitterbare, oder noch resistenzfähigere Gesteine, als sie hier miteinander verglichen worden sind, kommen wohl hie und da vor, aber ohne dass sie ganze Gebirgsmassen bilden. Genug, wir ziehen aus dem Vergleich von Beispiel 8 mit Beispiel 9 den Schluss: Unter sonst gleichen Umständen steht

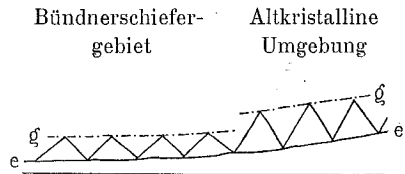


Fig. 5. Schematische Darstellung der Abhängigkeit der Gipfflur von der mittleren Gehäungeböschung (Verwitterbarkeit) bei konstanter Talldichte und wenig steigender Erosionsbasis.

die Gipfflur bei Bergen aus verwitterungswiderständigen Gesteinen höher als bei leicht verwitterbaren, was sich erraten liess.

Wir haben nun eine Abhängigkeit der Gipfflur gefunden: 1. von der Erosionsbasis, 2. von der Vergletscherung, 3. von der Widerstandsfähigkeit des Gesteines. Die letztere kann im grossen gemessen werden durch die mittleren Gehängeböschungen, die sie auf die Dauer erträgt. Von der Erosionsbasis aus bilden sich die Talwege als Rinnen aus, die die Erosionsbasis ins Gebirge hinein verlängern. Sie schneiden sich als Exportrinnen für die Trümmer ein, während die Verwitterung die Gehänge zuschrägt. Beide schaffen zusammen Relief und Abtrag.

Vom Rande des Gebirges gegen seine inneren Teile hinein steigen die Talfurchen an. Die nächste Erosionsbasis der Berge ist deshalb im Innern des Gebirges höher als in seinen äussern oder gar randlichen Teilen. Ausserdem nimmt aber auch die Maximalböschung im allgemeinen gegen innen zu, indem die hinteren Teile der Täler noch weniger lang eingeschnitten und die dort entblösten Gesteine der langsamen Lockerung durch die mechanische und chemische Verwitterung noch weniger lang ausgesetzt waren. Dort ist das noch frischere Material der Berge angeschnitten, das noch in steileren Böschungen festhält. Aus diesen beiden Gründen steigt die Gipfflur von den Rändern des Gebirges nach innen an, die Gipfel der innersten Ketten sind höher geblieben als diejenigen der randlichen Ketten, was immer der tektonische Bau, die Faltungshöhe sein mag.

Die Gehängeböschung muss ansetzen an einer lokalen Erosionsbasis, diese ist gegeben durch den anliegenden Talweg. Die Höhe der Berge, die als Ruinen eines grossen Gebirges zwischen den verschiedenen Talwegen übrig bleiben, muss deshalb auch sehr wesentlich abhängen von der Horizontaldistanz der beidseitigen Talwege. Diese Reflexion genügt, um uns zu sagen, dass die Gipfflur notwendig auch abhängen muss von der Distanz der Talwege innerhalb des Gebirges — oder wie sich die Geographen ausdrücken: von der „Dichte der Talwege“, der Flussdichte oder Taldichte. Wenn man auch sofort empfinden wird, was damit gemeint ist, so ist es doch sehr schwierig, die Taldichte in Zahlen vergleichend anzugeben. Man hat sie schon bestimmen wollen als Flusslänge per 1 m<sup>2</sup> Fläche. Allein ein Fluss, der in seinem Talboden serpentiniert, wird eine viel grössere Flussdichtezahl ergeben, als einer, der gerader läuft, während es uns weit mehr auf die Taldichte ankommt. Talstrecken pro Flächeneinheit bleiben auch ein schlechtes

Mass. Wir stossen dabei, wie bei der Bestimmung der Flussdichte, besonders auf die Schwierigkeit der Abgrenzung zwischen den Talwegen, die gerechnet werden müssen, und den gegen das Gebirge hinein stets dichter werdenden kleinen, rückwärts verzweigt sich einschneidenden Tälchen und Furchen. Bis zu welcher Kraft sollen wir die Äste des Flusssystemes in Rechnung ziehen, wo kommen die schwachen Zweige, die die gesuchte Zahl verwirren würden? Alle bisherigen Versuche, die Taldichten in Zahlen anzugeben, sind unbefriedigend. Für unseren Zweck wäre es vielleicht besser, den Abstand der Talwege zu messen. Die Kraft (Wasserführung) derselben hängt ja auch von ihrem Abstand ab.

Die bisherigen Untersuchungen über die Fluss- und Taldichte haben ergeben, dass sie zunimmt mit der Niederschlagsmenge und der Undurchlässigkeit des Untergrundes, abnimmt mit der Niederschlagsmenge und der Durchlässigkeit des Gesteines. In trockenen Karstregionen ist sie am geringsten, in den Wildbachsammelgebieten alpiner Schieferregionen wohl am grössten.

Wenn wir gute Karten der Alpen auf diesen Gesichtspunkt hin prüfen, so sind wir darüber erstaunt, dass das, was wir unter Taldichte verstehen wollen, innerhalb der Alpen nur sehr wenig variiert. Es braucht eben zur Ausbildung eines massgebenden Talweges eine gewisse Wassermenge, und zur Sammlung dieser Wassermenge ebenso einer gewissen Fläche, und darnach wird in der Austiefung der Furchen sich eine Ausgleichung auf ähnliche Dichte einstellen.

Als die hauptsächlichsten bestimmenden Faktoren des Gebirgsabtrages unter Ausbildung einer Gipfelflur haben wir gefunden die Erosionsbasis, die Gehängeböschung und die Taldichte.

Die Erosionsbasis am Alpenrande schwankt nur von 200 bis 450 m. Die Talwege aufwärts fortgesetzt kann sie im Gebirgsinneren auf 1800 m (Oberengadin, Aargletscherboden usw.) steigen. Sie macht keine launenhaften Sprünge. Grosse, plötzliche Änderungen auf kleine Distanzen finden sich nur am Übergang über die Hauptwasserscheide der Alpen. Die Gehängeböschung schwankt in den Alpen im ganzen ebenfalls nur wenig, so dass die Fälle selten sind, wo sie sich regionenweise geltend macht. Auch die Taldichte ist im grossen ganzen fast konstant. Drei so wenig variable Faktoren müssen in ihrem Zusammenwirken auch zu einer Ausgleichung der Folgen führen.

Die Unabhängigkeit der Gipfelflur vom geologischen Bau hat uns vor allem zuerst zu der Einsicht gebracht, dass sie ein Resultat des Verwitterungsabtrages sei, der sich aus Eintie-

fung der Talwege (Erosion i. e. S.) nach einer Erosionsbasis, bei annähernd gleichartiger Dichte der Rinnen und Abschrägung der Gehänge in bestimmte mittlere Böschungen (Verwitterungsabschrägung) ergibt. Die Zugehörigkeit der Gipfflur zu den Erscheinungen der Abwitterung nach ausgespülten Talfurchen verrät sich auch dadurch, dass ihr die gleiche Rücksichtslosigkeit gegenüber dem inneren Bau und den angeborenen Höhen innewohnt, wie der alpinen Talbildung. Sie ist also ein Stück Abtragungsgeschichte, Erosionsgeschichte i. w. S. Die Alpengipfel sind auf 40 bis 50 km ungleich hoch tektonisch geboren. Sie sind auf 1—5 km erniedrigt und um über 45 km in ihren Höhen ausgeglichen. Dabei hat wohl besonders am Anfang nach der Alpenstauung isostatische Einsenkung wesentlich mitgeholfen. Allein die tektonische Lage der Gipfel einer Gipfflur beweist, dass der grössere Anteil an der Ausbildung der Gipffluren dem allmächtigen, überall und immer gegenwärtigen und nie ruhenden Bergbildhauer: Verwitterungabtrag zugefallen ist, der über 30 km Höhendifferenz zu überwinden vermocht hat. Er hat sein Werk nicht erst begonnen in einem Momente nach Fertigstauung der Alpen, er hat schon mit dem ersten Auftauchen der ersten Gewölberücken begonnen, er hat vorweg gemeisselt, er hat Höhendifferenzen von 30 km gar nie entstehen lassen.

Die Erscheinung der Gipfflur bietet der Forschung noch manche schöne Aufgabe. Schon ihre graphische Darstellung ist noch ein Problem. Mittlere Gehängeböschung, Talwegdichte sind in Zahlen zu fassen. Der Einfluss des Durchlässigkeitsgrades des Bodens, der Niederschlagsmenge und Niederschlagsart, der Einfluss von Gestein und Vergletscherung sind genauer zu prüfen. Besonders schwierig mag sich die Frage nach dem Verhältnis zu den isostatischen Bewegungen, dem Hochgang und Tiefgang der Faltung und dem Massendefekt oder Massenüberschuss gestalten. Vergleichung der alpinen Erscheinungen mit ausseralpinen Gebirgen, Prüfung der Ausnahmen von der Gipfflur, kann manches aufklären. Indem wir die Ausbildung der Gipfflur als eine Summenwirkung verschiedener, in gewissem Grade lokal variierender Faktoren erkennen müssen, erscheint es uns auch als eine Notwendigkeit, dass Abweichungen und Unregelmässigkeiten sich einstellen mussten. Wir dürfen nicht darüber staunen, dass der Tödi 400 m, der Säntis 500 m zu hoch ist, vielmehr darüber, dass die ganzen Alpen um über 30 km Gipfelhöhendifferenz ausgeglichen worden sind. Was noch über Meer vorragt, ist nach seiner Höhe strichweise nur noch  $\frac{1}{10}$ , nach dem Volumen im ganzen kaum  $\frac{1}{5}$  dessen, das emporgepresst worden war.