Zeitschrift: Mitteilungen der Geographisch-Ethnographischen Gesellschaft Zürich
Band: 25 (1924-1925)

Artikel: Morphologische Probleme in den Alpen
Autor: Machatschek, Fritz
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-20394

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

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

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

Download PDF: 16.07.2025

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

Morphologische Probleme in den Alpen.

Von FRITZ MACHATSCHEK.

Die Alpen sind ein klassischer Boden der geologischen und der morphologischen Forschung. Aber allzulange sind diese beiden Wissenszweige nebeneinander einhergegangen, ohne die zu gegenseitiger Befruchtung erforderliche enge Berührung zu finden, obwohl doch schon vor fast einem halben Jahrhundert *Alb. Heims* „Mechanismus der Gebirgsbildung" die Wege dazu gewiesen hatte. Der Anstoß zu einer vertieften Erkenntnis des Zusammenhanges zwischen innerem Bau und äußerer Form unseres Gebirges ging von den Ostalpen und von der Morphologie aus, indem die Zielsetzung dahin gerichtet war, die Entwicklungsgeschichte der Alpen über die eigentlich orogenetischen Phasen hinaus bis zur Gegenwart zu verfolgen, vor allem also die jungtertiäre Geschichte des Gebirges aufzuhellen, was nur im engsten Anschluß an die Ergebnisse der geologischen Forschung möglich war. Manche dabei auftauchende Fragen allgemeiner Natur sind auf österreichischem Boden bereits der Lösung näher gebracht worden, nach einem schönen Wort von *J. Cadisch* gleichsam als Ersatz für die vom Westen nach dem Osten gelieferte Deckenlehre. Aber es fehlt noch an der Erweiterung und Erprobung dieser Ergebnisse für den Boden der Schweizer Alpen, neue Probleme kamen hinzu, die sich vor allem aus der Untersuchung der morphologischen Bedeutung des Eiszeitalters für das Oberflächenbild der Alpen ergaben. Überall auf diesen Gebieten ist die Forschung heute noch in vollem Fluß; von gesicherten, allgemein anerkannten Erkenntnissen sind wir heute weiter entfernt, als man noch vor Jahren dachte. Diesen gegenwärtigen Stand der morphologischen Forschung darzustellen, namentlich die Arbeiten ostalpiner Forscher, die hier vielfach zu wenig bekannt und gewürdigt sind, einem größeren Kreise bekannt zu geben und zu weiterer Arbeit anzuregen, ist der Zweck der nachfolgenden Ausführungen. [1])

Die erste Frage, die sich bei der morphologischen Betrachtung der Alpen erhebt, ist die nach der letzten Ursache ihrer absoluten und rela-

---

[1]) Sie decken sich in der Hauptsache mit dem Inhalt eines vom Verfasser in der Geologischen Gesellschaft in Zürich am 1. Februar d. J. gehaltenen Vortrages.

tiven Höhenverhältnisse. Bezeichnen wir mit Penck als Gebirge ein ausgedehntes Stück der Landoberfläche, das sich durch einen anschaulichen Wechsel von Hoch und Tief auszeichnet und durch einen scharfen Fuß von seiner tieferen Umgebung absetzt, so wird es klar, daß die Vorgänge der Faltung und Überschiebung, die den alpinen Schichtbau bestimmen, ein Gebirge mit Hochgebirgscharakter nicht geschaffen haben können. Denn sie vollzogen sich im wesentlichen in der Horizontalen, zum Teil in großen Tiefen und unter starker Belastung durch außerordentlich mächtige, heute abgetragene Massen; auch die stratigraphischen Korrelate der eigentlichen orogenetischen Perioden lassen für diese Zeiten noch kein Hochgebirge erkennen und endlich weisen die heutigen Tal- und Gratformen auf Krustenbewegungen anderer Art und geringeren Alters hin, als es jene der Gebirgsbildung im geologischen Sinne waren. Es muß die Auffaltung der Alpen von einer kräftigen vertikalen Komponente nicht nur begleitet, sondern auch gefolgt gewesen sein, es sind die Alpen ebenso wie viele andere Hochgebirge nicht nur eine Zone jugendlicher Tektonik, sondern auch einer jungen Hebung und eines ansehnlichen Überschusses der Hebungsenergie über die Abtragung. Daß die Alpen ihre Höhe im wesentlichen einer jungen, wenn auch durch andere Vorgänge komplizierten Hebung verdanken, darf wohl heute als allgemein anerkannte Tatsache betrachtet werden, zugleich ein schönes Beispiel der erfolgreichen Zusammenarbeit von Geologie und Morphologie.

Die nächsten Fragen betreffen Alter und Dauer dieser Hebung, also ihre Einordnung in die geologische Chronologie, sowie ihr Ausmaß in den einzelnen Alpenteilen, kurz, ihre Untersuchung nach Raum und Zeit. Wir gehen hiebei von den Ostalpen aus, nicht nur, weil sie in dieser Hinsicht besser bekannt sind, sondern vor allem, weil sich hier die morphologische Entwicklung in viel ältere Zeiträume zurück verfolgen läßt. Denn ihr weitaus größter Teil, vor allem die inneren Zonen, erhielt ja sein definitives Falten- und Deckengefüge schon durch den für die ganzen Alpen gemeinsamen alttertiären „Paroxysmus“, etwa im mittleren Oligozän, ohne dadurch aber auch schon zu einem Hochgebirge emporgehoben zu werden. Zwar wissen wir nichts näheres über das Relief dieser oligozänen Ostalpen, aber Charakter und Zusammensetzung der am nördlichen Alpenrand fast lückenlos vertretenen korrelaten Sedimente läßt den Schluß auf ein gemäßigtes Relief zu. Es mag nun sein, daß gegen Ende des Oligozäns die ausklingende Faltung und eine mäßige Gesamthebung von der gleichzeitigen Abtragung kompensiert wurde; jedenfalls traten die Ostalpen mit dem Charakter einer Hügellandschaft, höchstens eines Mittelgebirges in die miozäne Periode ein.

Die Beweise für diese Feststellung sind zunächst morphologischer Art. Schon 1913 beschrieb Götzinger die Hochflächen der österreichischen Kalkalpen als Verebnungsflächen, die aufgerichtete Schichten

durchschneiden und von einer Kuppenlandschaft mit einer Reliefenergie von einigen 100 m überhöht werden. Seither sind derartige Formengruppen durch die nördliche Kalkzone bis an die Westgrenze ihres Plateautypus verfolgt und eingehend untersucht worden; treffend hat Ampferer diese mächtigen Kalkklötze mit Festungen verglichen, in denen sich infolge nachträglicher Verkarstung der alte Formenschatz unzerschnitten erhalten konnte; neuerdings ist er geneigt, sie als Gebiete tektonischer Schonung zwischen Gebieten schärferer junger Tektonik zu betrachten. Gleiche Formen kehren dann westlich des Inn in der Rofangruppe und nach einer jüngsten Darstellung von Klebelsberg vereinzelt und auf beschränktem Raum mehrfach in den Nordtiroler Kalkalpen bis zum Gottesackerplateau im Allgäu wieder, hier allerdings schon im Bereich helvetischer Deckenbewegungen, dann in den Julischen Alpen und den Südtiroler Dolomiten, endlich aber in weiter Verbreitung und als das herrschende Formenelement in den östlichen Gruppen der sogenannten Zentralzone, hier besonders im Gneis gut erhalten, bis zum Brenner, von wo sie Sölch schon 1912 beschrieben hat. Strittig ist noch die Stellung des sogenannten Firnfeldniveaus von Creutzburg in den höchsten zentralalpinen Stöcken, über dessen breite Böden die höchsten Kämme und Gipfel sich noch mehrere 100 m hoch erheben; doch gehört aller Wahrscheinlichkeit nach auch dieses dem gleichen Formensystem an.

Als das kontinentale stratigraphische Korrelat dieser ältesten Formenwelt betrachtet Götzinger die sogenannten Augensteine der nördlichen Kalkalpen, jene schon längst bekannten kleinen, oft wie poliert aussehenden Gerölle vorwiegend quarziger Zusammensetzung, die nach seinen Beobachtungen niemals über den Verebnungsflächen vorkommen, also Reste von Flußsedimenten auf den höchsten Talböden darstellen, aus einer Zeit, da die nördliche Längstalflucht noch nicht bestand und Flüsse aus den Zentralalpen in direktem Lauf die vorgelagerten Zonen querten. Doch ist es mir gelungen, solche Gerölle auch in höheren Lagen aufzufinden, so daß es sich bei manchen dieser Vorkommnisse wohl um Denudationsreste gewisser mesozoischer Schichtglieder (Gosauschichten, Konglomerate und Sandsteine der obersten Kreide u. a.) mit zentralalpinem Material handelt. Wichtiger sind die marinen Korrelate am nördlichen und östlichen Alpenrand. Winkler hat darauf hingewiesen, daß mindestens hier, aber vermutlich am ganzen Alpenrand, die Wende von Oligozän und Miozän durch den Beginn einer allgemeinen Transgression gekennzeichnet ist, die ihren Höhepunkt im obern Altmiozän erreichte. Das ist der Schlierhorizont des Wiener Beckens, der aber in ähnlicher Ausbildung und gelegentlich mit Mächtigkeiten bis 2000 m von Salzburg bis Friaul wiederkehrt und auch in seiner küstennahen Fazies ein höchst feinkörniges Sediment darstellt, das auf ein stark abgetragenes Hinterland hinweist. Die mit der fortschreitenden Transgression verbundene Hebung der Erosionsbasis bei nur sehr mäßiger Hebung des Gebirges zwang die Flüsse zu Seitenerosion,

der langandauernde Hochstand des Meeresspiegels begünstigte die Weiterbildung breiter Verebnungen, die Abtragung eines ohnehin nicht stark reliefierten Landes und damit die Schaffung eines Flachreliefs. Es fällt also die definitive Ausgestaltung dieses ältesten noch erhaltenen Oberflächensystems der Ostalpen an das Ende des Altmiozäns, die alte Kuppen- und Hügellandschaft und die Transgression der ersten Mediterranstufe gehören zeitlich und ursächlich zusammen.

Wenden wir uns nun zu den Schweizer Alpen! Nach übereinstimmender Auffassung führender Geologen geschah die neuerliche Aufstauung der autochthonen Massive und der Zusammenschub der ostalpinen und penninischen Decken im Oligozän, also wohl gleichzeitig mit dem letzten Paroxysmus der Ostalpen. In das Miozän fällt die Abspülung dieser Decken, fortgesetzte Nagelfluhbildung am Nord-, teilweise auch am Südrand, dann aber wohl auch eine Abschwächung der tektonischen Bewegungen; aber erst pliozän ist nach dieser Auffassung die Überflutung der Zentralmassive durch die helvetischen Decken. Das scheint die Bildung und noch mehr die Erhaltung altmiozäner Abtragungsformen, wenn solche überhaupt je bestanden haben sollten, zum mindesten für die helvetische Deckenzone auszuschließen; auch wird man sich zur Zeit hüten müssen, etwa die über 3000 m hoch gelegenen Firnfelder der Berner Hochalpen per analogiam mit denen der zentralen Ostalpen zu parallelisieren. Nur im Bereich der penninischen und ostalpinen Decken besteht theoretisch die Möglichkeit zur Erhaltung miozäner Flächenreste, aber es fehlt gegenwärtig noch an einschlägigen Beobachtungen; fraglich ist heute auch, ob die von Cadisch erwähnten 2600—2800 m hohen Gletscherböden des Fimber- und Fermunt-Ferners im Silvretta-Gebiet und die von Valkenburg gleichfalls aus dem östlichen Graubünden beschriebenen Reste einer ausgeglichenen Landschaft als miozäne Flächenelemente angesprochen werden dürfen.

In den Ostalpen folgt auf den Höhepunkt der altmiozänen Transgression zunächst ein Rückzug des Meeres, dann die Transgression der zweiten Mediterranstufe (Tortonian), die vielfach in neu gebildete randliche Senkungsräume eindringt und kontinentale Äquivalente in inneralpinen Senkungsfeldern hinterlassen hat, dann eine abermalige Regression, Ausseichtung und Aussüßung in der obermiozänen (sarmatischen) Stufe, die an der Wende von Miozän und Pliozän (mäotische Stufe) ganz allgemein ihren Höhepunkt erreicht; im Molassegebiet von Oberbayern, des Allgäus und der Schweiz bedeutet das Obermiozän überhaupt den Abschluß einer langen Sedimentationsperiode.

Mit dem Einsetzen der ersten Regression nach dem Altmiozän beginnt aber auch eine allgemeine Hebung des Ostalpenkörpers, die sich nun und in den folgenden Perioden zu auch räumlich differenzierten, echt tektonischen Bewegungen verstärkt. Starke Horizontalbewegungen blieben

vorwiegend auf die Randzonen beschränkt, zumeist zugleich solche Gebiete, wo noch im Miozän mächtige Sedimente aufgehäuft wurden. In Friaul kam es zu Aufwölbungen und Aufschiebungen, verbunden mit Absenkung in der benachbarten Außenzone, zu echten Faltenbewegungen in den sog. Savefalten; hieher gehört ferner die Faltung der Oberbayrisch-Allgäuer Molasse und ihre Überschiebung durch die oligozäne Flyschzone, aber auch noch in Niederösterreich und bei Salzburg ist nach den Beobachtungen von Götzinger und Vetters der Flysch als einheitliche Decke randlich über den aufgerichteten Schlier geschoben. Am Ostrand der Ostalpen vollzogen sich seit intramediterraner Zeit vorwiegend Staffelbrüche; aber der Abbruch der Schollen geschah am Rande eines gleichzeitig sich hebenden Gebirges. In seinen inneren Teilen war die Tendenz zu horizontalen Bewegungen bereits im Oligozän nahezu erloschen; an ihre Stelle treten nun im Miozän Brüche und Flexuren als Begleiterscheinungen der Hebung; aber auch ihnen fehlt es nicht ganz an einer horizontalen Komponente, wie die Lagerung der verschiedenaltrigen miozänen Kontinentalbildungen in den zu dieser Zeit entstandenen obersteirischen und Kärntner Becken, besonders im Enns- und Lavanttal, zeigt. Die mittel- und jungmiozänen Krustenbewegungen der Ostalpen können also aufgefaßt werden als eine Gesamthebung des Gebirges in Form einer großen, breiten Aufwölbung von örtlich verschiedenem Ausmaß, verbunden mit randlicher Faltung und Enbloc-Überschiebung, aber auch mit echten Schollenbewegungen, meist in den durch ältere Bewegungen versteiften Kalkmassiven; die jüngsten Untersuchungen von Ampferer verlegen aber auch noch echte Horizontalbewegungen in der Kalkzone, z. B. die Aufschiebung der Kaisergebirgs-Decke über ein von Alttertiär bedecktes Relief, in das Miozän.

Die allgemeine Hebung belebte die Talbildung, das aufsteigende Gebirge gewann auch an relativer Höhe. Aber schon in den ersten Stadien der Hebung kam es infolge einer Abschwächung derselben abermals zur Ausbildung breiter Talböden, deren Reste heute als hochgelegene Terrassenleisten einige 100 m unter den Verebnungen der altmiozänen Landoberfläche erscheinen, z. B. in der Schneeberggruppe, in den Salzburger Kalkalpen (hier bei 1500 m Höhe, als die Erosionsbasis der auf diese Flächen austretenden Höhlenflüsse) und in den Julischen Alpen.

Winkler betrachtet sie als morphologisches Äquivalent der zweiten Mediterranstufe, die mit ihren feinkörnigen Beckenschichten am Ostalpenrand wieder einer Transgression und länger andauernden Hochlage der Erosionsbasis entspricht.

Nach dieser Unterbrechung setzt die Tiefenerosion unter andauernder Hebung erneut ein und erreicht vielleicht ihre größte Intensität an der Wende von Mio- und Pliozän. Mit letzterem aber beginnt eine neuerliche allgemeine Überflutung des Gebirgsfußes; es ist die Transgression der *pontischen Stufe*, nach Winkler das limnische Äquivalent der Piacenza-

Stufe des marinen Altpliozäns am alpinen Südrand und wie diese durch mächtige Sedimente in übergreifender Lagerung (steirische Bucht, Wiener Becken) ausgezeichnet. Abermals ist mit dieser Transgression ein Stillstand der Tiefenerosion im Gebirge und die Ausbildung ausgedehnter Verebnungsflächen am Gebirgsrand verbunden. In prachtvoller Ausbildung sind sie aus dem Friaul von Stefanini beschrieben und als altpliozän erwiesen worden; sie setzen sich nach W bis über die Brenta fort und bilden die herrschende Oberflächenform in den von Klebelsberg untersuchten Lessiner Alpen, sie kehren wieder in den östlichen Julischen und in den Steiner Alpen, an Posruck und Koralpe, am ganzen Rand der Steirischen Bucht, wo sie mit der hoch ansteigenden Beckenverschüttung in Verbindung stehen, dann in der Umrahmung des Wiener Beckens, mit pontischen Deltas verknüpft, als Terrassen und kleine Gipfelflächen in den Salzburger Kalkalpen bis an den Gebirgsrand hinaus; vielleicht sind auch noch gleichen Alters die über die gefaltete Molasse hinwegziehenden Verebnungen im Allgäu und Bregenzer Wald.

Die weite Verbreitung und chronologische Sicherstellung dieses altpliozänen Formensystems veranlaßt uns, hier die Verfolgung der ostalpinen Entwicklungsgeschichte zu unterbrechen und uns nach den gleichzeitigen Vorgängen in den Schweizer Alpen umzusehen. Nach der von Alb. Heim gebotenen Chronologisierung der tektonischen Phasen fällt die letzte Zusammendrängung des ganzen Deckengebäudes, die Steilstellung der südlichen Wurzelzonen und die Überschiebung des alpinen Nordrandes über das vorher gefaltete Nagelfluhgebirge, kurz alles das, was Argand als insubrische Phase zusammengefaßt hat, erst in die pontische Zeit. Das scheint wenigstens für die Schweizer Nordalpen die Ausbildung und Erhaltung altpliozäner Verebnungen und Terrassensysteme auszuschließen. Anders aber liegen die Verhältnisse am Südrand. Schon Klebelsberg hat darauf hingewiesen, daß sich die randlichen Verebnungen von der Etsch nach W bis über den Comersee verfolgen lassen, wenn auch gestört und gegen S abgebogen; da in ihre Täler das Meer der mittelpliozänen Asti-Stufe eingedrungen ist, sind sie vermutlich gleichfalls pontischen Alters. Die Forschung wird daher hier anzuknüpfen und auch zu untersuchen haben, ob sich an die randlichen Verebnungen hochgelegene und deformierte Terrassenböden in den südlichen Alpentälern ausschließen. Das würde der von Winkler für die Ostalpen erwiesenen Gesetzmäßigkeit entsprechen, daß mit jeder Transgression am Gebirgsrand Lateralerosion im Gebirge in Verbindung steht.

Auf den pontischen Hochstand folgt nun im Osten eine andauernde Senkung der Erosionsbasis, die sich in der Poebene als Rückzug des Meeres, am Ostsaum als etappenweise Entleerung des pontischen Sees und der ihm folgenden Seebedeckungen des pannonischen Senkungsfeldes kundgibt, aber begleitet war von einer andauernden Hebung des Gebirgskörpers.

Auch sie vollzog sich als eine große Aufwölbung, wie die schon vor Jahren von Penck beobachtete Schrägstellung der pliozänen Aufschüttungen und der ihnen zugeordneten Terrassen am Südrand und ihr Untertauchen unter die jüngsten Bildungen des padanischen Senkungsfelds anzeigt. Im Wiener und Steirischen Becken ist das Altpliozän nur in schwache Wellen gelegt, im Bereich der Savefalten, sowie in Friaul und Venetien aber besitzt es noch echten Faltenbau, der vermutlich noch in die Voralpen eingreift. Es war also auch die pliozäne Hebung der Ostalpen noch von randlichen Horizontalbewegungen begleitet in Fortentwicklung älterer Tendenzen, aber im allgemeinen überwog doch bereits die vertikale Komponente. Jedenfalls sind erst im Pliozän die Ostalpen zu einem Hochgebirge aufgestiegen und es dauerte der Hebungsvorgang mindestens noch bis ins Diluvium an.

Aber auch diese Hebung und die sie begleitende Tiefenerosion vollzog sich nicht stetig und kontinuierlich, wie die noch mehrfach unterhalb des altpliozänen Talbodens verfolgten Terrassensysteme beweisen. Ihre Zahl scheint nicht überall die gleiche zu sein, eine Parallelisierung dieser Niveaus ist bisher nicht versucht worden. Für einige Täler der Nordseite kann das unterste dieser Terrassensysteme mit Sicherheit als der präglaziale Talboden angesprochen werden, da es in die Sohle des ältern Deckenschotters ausläuft. Da auch sein Gefälle übersteil ist, so hat die Hebung der Ostalpen in Form einer Aufwölbung auch noch nach dem Miozän angedauert.

Nur mit diesen Terrassensystemen sind jene zu vergleichen, die schon aus vielen Schweizer Alpentälern bekannt sind, aber noch einer eingehenderen Verfolgung und Parallelisierung bedürfen. Es sei hier nur an die älteren Studien von Heim, Bodmer und Gogarten, sowie von Lautensach im Tessingebiet erinnert, wo über dem präglazialen Talboden noch ein pliozäner zu erkennen ist. In der Stockhornkette hat P. Beck pliozäne Terrassen bei 2000 und 1800 m beschrieben; vielleicht gehören mit Cadisch auch noch die Hochflächen bei Thun in 15—1600 m, die Beck als altdiluvial bezeichnet, dem Pliozän an. In der Gegend von Davos hat Cadisch ein Verebnungsniveau bei 2400 m erkannt, das ohne merkliches Gefälle über den Flüelapaß nach dem Engadin sich verfolgen läßt, wo es bei Süs 2300 m hoch liegt. Darunter liegen im Landwassertal tiefere Talbodenreste bei 2100 m, 1900—2000, 1800—1850, 1620 bis 1680 m mit Gefälle nach N, so daß das Davoser Tal lange Zeit zur Landquart entwässert war, bevor es der Albula tributär wurde. Nur als Vermutung läßt sich mit Cadisch aussprechen, daß der 2100 m-Talboden bei Davos der eigentliche präglaziale ist.

Die große Schwierigkeit der Altersbestimmung dieser Terrassen liegt ja darin, daß es auch am Gebirgsrand nur ausnahmsweise möglich ist, die Höhe des präglazialen Talbodens einwandfrei festzulegen. Denn einmal

fehlt es zumeist an dem zugehörigen stratigraphischen Leithorizont, der Sohle des älteren Deckenschotters, dann hat gerade die nördliche Randzone der Schweizer Alpen im Diluvium eine Reihe ungleichmäßiger Verbiegungen, Hebungen und Senkungen erfahren, und endlich gibt es gerade in der helvetischen Zone eine so verwirrende Fülle von Schichtterrassen, daß die Unterscheidung und Verfolgung echter Erosionsterrassen oft geradezu unmöglich ist. Besser steht es in dieser Beziehung in den kristallinischen Zonen mit ihrem homogenen Material; aber die hier zweifellos vorhandenen Terrassen lassen sich nur schwer bis an den Gebirgsrand hinaus verfolgen. Immerhin dürfen wir von einem sorgfältigen und vertieften Terrassenstudium noch manche Einblicke in die präglaziale Entwicklungsgeschichte der Schweizer Alpen erwarten.

Mit der Frage nach dem Wesen und Ausmaß der jungen Krustenbewegungen hängt eine Erscheinung zusammen, die, obwohl längst bekannt, doch erst in der jüngsten Zeit wieder in den Kreis morphogenetischer Erörterungen gezogen worden ist. Es handelt sich um die oft überraschende Konstanz der Gipfelhöhen, für die A. Penck den plastischen Ausdruck *Gipfelflur* geprägt hat. Nach seiner Auffassung, der ja auch Alb. Heim im wesentlichen beigepflichtet hat, ist sie eine Erscheinung des oberen Denudationsniveaus; je höher das Gebirge durch Hebung emporsteigt, desto stärker wird es angegriffen. In einer bestimmten Höhe, die von der Gehängeböschung und Taldichte als Funktionen des Gesteinscharakters, sowie von der Höhe der Erosionsbasis abhängt, halten sich Hebung und Abtragung das Gleichgewicht, so daß unter sonst gleichen Umständen das durch die Gipfelflur angezeigte obere Denudationsniveau über größeren Flächen nahezu konstant sein muß. Sölch hat gegen diese Auffassung eingewendet, daß sie dort, wo Felsterrassen an den Talgehängen sich zwischen die heutige Talsohle und die Gipfel und Firste einschalten, zur Erklärung nicht ausreiche, und betrachtet die Gipfelflur in weiten Teilen der Ostalpen als Produkt der Zerschneidung eines uralten, längst erstarrten Reliefs. Diese Erklärung mag zutreffen für jene randlichen Alpenteile, für die eine recht weitgehende Einebnung im Verlauf der jungtertiären Entwicklung auch sonst wahrscheinlich gemacht werden kann; auch im Bereich der ostalpinen altmiozänen Kuppen- und Mittelgebirgslandschaft könnte die heutige Gipfelflur insofern als Erbe eines älteren Reliefs angesehen werden, als die Gipfel seither und während der jüngeren Hebung um ungefähr gleiche Beträge abgetragen wurden und sich auf eine neue Gipfelflur eingestellt haben, wobei die schon früher bestandene Ausgleichung der Formen und Höhen eine solche Entwicklung begünstigte. In den Schweizer Alpen aber, wo so verschieden mächtige Gesteinskomplexe über der heutigen Gipfelflur dem Abtrag zum Opfer gefallen sind, wie auch in den höchsten Gruppen der ostalpinen Zentralzone, wo die Rekonstruk-

tion eines alten ausgeglichenen Reliefs, sei es primärer Anlage oder später Entstehung, ganz hypothetisch ist, ist die Gipfelflur doch wohl erst im Verlauf des jüngsten Hebungsvorganges und der gleichzeitigen Gipfelzerstörung entstanden; die auch in der Schweiz mehrfach versuchte Zurückführung auf eine präglaziale Peneplain oder eine flachreliefierte Tallandschaft ist m. E. entschieden abzulehnen.

Wichtiger erscheint uns die Frage nach den Ursachen der nicht unbedeutenden Höhenunterschiede innerhalb der Gesamtgipfelflur der Alpen, auch in eng benachbarten Gebieten. Gewiß wird man in vielen Fällen solche Sprünge der Gipfelflur auf Gesteinsverschiedenheiten und die dadurch bedingte verschiedene Verwitterbarkeit und Raschheit der Denudation zurückführen können, wie das u. a. von den Kalk- und Gneisbergen am Ostrand der Ostalpen, von den Flysch- und Klippenbergen der Nordschweiz, den Bündnerschiefer- und Gneisbergen der zentralen Ostschweiz gilt. Aber in sehr vielen Fällen sehen wir die Gipfelflur entweder ungestört über Gesteine verschiedener Resistenzfähigkeit hinwegziehen oder Sprünge der Gipfelflur trotz ziemlich homogenem Material. Heim hat als eine der wichtigsten Ursachen solcher Sprünge die verschiedene Höhe der örtlichen Erosionsbasis herangezogen und auf den Unterschied der Höhen in der Berninagruppe und im Bergeller Massiv hingewiesen, wo bei nahezu gleichem Gesteinsmaterial ein Sprung der Gipfelflur von 550 m besteht, und zwar deshalb, weil der hohen Lage der Erosionsbasis im Oberengadin ihre tiefe Lage im Bergell und Veltlin gegenüberstehe. Ich möchte zu bedenken geben, daß auch die Berninagruppe von S her, aus dem Veltlin und Puschlav, von ebenso tiefen Basistälern her angegriffen wird, und daß auch die ungewöhnlich tiefe Erosionsbasis der das Montblanc-Massiv allseits umgebenden Täler keine Ermäßigung der Gipfelflur zu bewirken vermochte, die ja gerade hier ihre höchsten Werte erreicht.

Es fragt sich daher, ob neben solchen lokal einwirkenden Faktoren nicht noch ein anderes Moment zur Erklärung *gesetzmäßiger* Schwankungen der Gipfelflur herangezogen werden muß. Ein solches erblickt A. Penck in einem mit der Gesamthebung der Alpen Hand in Hand gehenden, aber der Struktur nachfolgenden *Großfaltenwurf,* bestehend in der Schaffung einer Reihe von Längs- und Querwölbungen und Einbiegungen, ein Vorgang, den in ähnlicher Weise, wenn auch ohne die hier angenommene Gesetzmäßigkeit und in gewiß viel zu sehr verallgemeinernder Form bereits F. Leyden zur Erklärung von Schwankungen der Gipfelflur herangezogen hatte. Eine solche Großfaltung sieht Penck in der weitern Umgebung von Innsbruck verwirklicht. Östlich vom Brenner hält sich die Gipfelflur in den Zillertaler Alpen bei 3500 m, westlich davon in den Ötztalern bei 3700 m, in der Brennerfurche selbst sinkt sie auf 2500 m, ebenso tief liegt sie beiderseits vom Inn-Längstal, in dem zuerst Ampferer Senkungsvorgänge nachgewiesen hatte, und steigt nördlich davon im Karwendel-

und Wettersteingebirge wieder auf 27—2900 m an. Penck findet mit diesem Auf- und Absteigen der Gipfelflur aber auch bestimmte *Gipfelformen* verknüpft; jeder Aufwölbung entspricht das Auftreten scharfzackiger Gipfel als eine Folge der Verschneidung sehr steiler Gehänge, und zwar nicht nur im Bereich der Kare, jeder Einbiegung das Vorherrschen mehr rundlicher Gipfel. Scharfe Grate sind aber so vergängliche Gebilde, daß sie sich nur dort erhalten können, wo die Ursache ihrer Entstehung, nämlich andauernd rasche Tiefenerosion, weiterwirkt, und diese wieder kann nur die Folge andauernder Hebung sein. Die echten Hochgebirgsteile der Alpen sind also nach Penck Zonen andauernder Aufwölbung, die Einbiegungen der Gipfelflur dazwischen beiderseits der Längstäler solche verringerter Hebung, wo die zwischen den Tälern gelegenen Steilgehänge aufgezehrt worden sind. Das gleiche gilt auch weiter im O; die großen ostalpinen Längstäler folgen Einmuldungen, die jünger sind als der innere Bau des Gebirges, ihre Erfüllung mit groben kontinentalen Ablagerungen beweist, daß während ihrer Einsenkung das umgebende Gebirge in Hebung begriffen war. Durch diese differenzierte Hebung sei aber auch das alte Mittelgebirgsrelief der Ostalpen in verschiedenem Maß verändert worden; im Bereich der Aufwölbungen ist es völlig verschwunden, in den Einbiegungsstreifen haben sich die alten Formen der Kuppenlandschaft als Rundlinge vererbt. In den Schweizer Alpen würden die beiden großen Gebirgszonen beiderseits des Rhone-Rhein-Längstales zwei solche Großsättel bedeuten, getrennt durch eine Längsmulde und überdies durch Quermulden zerlegt; einer solchen würde die auffallende Einsenkung der Gipfelflur im Zuge des oberen Reußtales und in der Gotthardgruppe entsprechen, die in der Tat durch die auch von Heim bemerkte Abgestumpftheit ihrer Gipfelformen auffällt. Den gleichen Gedankengang hat W. Penck in seinem nachgelassenen Werke ausgesprochen und dabei besonders die Unabhängigkeit der Großfalten von der inneren Struktur betont.

Mit dem von Penck aufgestellten Zusammenhang zwischen Gipfelflur und Gipfelformen beschäftigt sich ein vor kurzem erschienener Aufsatz von R. Klebelsberg; er vermag eine durchgängige Proportionalität zwischen Gipfelflurhöhe und Versteilung der Gehänge und Schneiden nicht anzuerkennen und hält vielmehr den Abstand von der Erosionsbasis oder das Höhen-Breitenverhältnis und damit den Grad der Zertalung für die Steilheit des Reliefs als maßgebend, so daß selbst bei verhältnismäßig niedriger Lage der Gipfelflur (z. B. im Kaisergebirge) ein ausgeprägtes Steilrelief zustande kommt, [1]) während umgekehrt die Ötztaler Alpen trotz sehr hoher Gipfelflur durch eine gewisse Abflachung und Zahmheit der Formen auffallen. Klebelsberg kann aber auch in der Höhenlage der gewissen Hochfluren in der weitern Umgebung von Innsbruck, die als Reste des

[1]) Dasselbe gilt u. a., wie auch Heim hervorhebt, vom Bergeller Massiv, das trotz relativ niedriger Gipfelflur durch eine ganz außerordentliche Schroffheit aller Formen ausgezeichnet ist.

altmiozänen Reliefs anzusehen sind, keinen Beweis für eine Großfaltung erblicken und findet endlich Hochgebirgsformen und Mittelrelief örtlich so eng verbunden, daß sie nicht zwei verschiedenen tektonischen Elementen einer Großfaltung angehören können. Aus allen diesen Gründen erachtet Klebelsberg gegenwärtig eine Großfaltung im Penck'schen Sinne für nicht erwiesen, ja überhaupt für nicht erweisbar. Nach meinem Dafürhalten aber kann ein solcher Beweis nicht so sehr aus der Betrachtung der absoluten Höhenlage der Gipfelfluren oder der altmiozänen Verebnungsflächen geführt werden, die ja schon von vornherein um eine gewisse mittlere Lage herum schwanken und daher zu wenig genaue Anzeiger großwelliger Verbiegungen sind, sondern aus der genauen Verfolgung der jüngeren Terrassensysteme und ihrer gegenseitigen Abstände. Sind die Längstalzonen Streifen geringerer Hebung, dann müssen die einzelnen Terrassensysteme in ihnen enger übereinander liegen als in den anschließenden Quertälern und müßten in diesen eine einer Großfalte entsprechende Verbiegung aufweisen. Wenigstens für die erste Voraussetzung konnte ich aus dem oberen Ennstal gewisse Anhaltspunkte gewinnen, wo sich die verschiedenen Terrassenzüge enger übereinander zusammendrängen als in den Quertälern. In ähnlicher Weise müßten diese Niveaus auch durch die andern Längstäler, z. B. auch durch das Wallis und Vorderreintal verfolgt werden, um auch hier Großmulden rekonstruieren zu können. Wo freilich Sprünge in der Gipfelflur um mehrere 100 m bestehen, die durch exogene Vorgänge nicht erklärt werden können, wie in der Brennerfurche und wohl auch in der Gotthardgruppe, da ist der Schluß auf großräumige Verbiegungen, in diesen Fällen also auf Quermulden, unausweichlich. Daß die gleichmäßige Abnahme der Höhe der Gipfelflur aus dem Innern des Gebirges gegen die beiden Ränder, wie das namentlich in den Schweizer Alpen so deutlich hervortritt, nicht nur eine Folge der nach dem Rande hin abnehmenden Höhe der Erosionsbasis ist, sondern zugleich ein Ausdruck der allgemeinen Aufwölbung des Gebirges, geht schon aus der damit parallel laufenden Abbiegung aller Terrassenflächen nach dem Gebirgsrande hervor, die freilich bisher nur in einigen Tälern der Ostalpen beobachtet worden ist.

Eine auch geologisch bedeutsame Frage ist es ferner, ob eine solche Großfaltung im Sinne von A. und W. Penck als eine tektonisch selbständige Erscheinung oder nur als eine postume und abgeschwächte Weiterbildung älterer Vorgänge anzusehen ist. In den Schweizer Alpen kennt man ja schon lange jene schon während des Fortschreitens der Faltung zur Ausbildung gelangten Achsen-Kulminationen und -depressionen, auf die schon vor Jahren Lugeon die Anlage einer Reihe von Quertälern zurückgeführt hat und deren Verlauf aus der genauen Verfolgung von Deckengrenzen noch schärfer bestimmt worden ist. Es wäre eine interessante Aufgabe im einzelnen zu zeigen, ob und inwieweit solche Achsenverbiegungen mit Schwankungen in der Höhe der Gipfelflur zusammenfallen. Daneben aber gibt es echt tektonische Wellen, die im Alpenstreichen verlaufen. Die

bedeutsamste ist die sog. tektonische Firstlinie der Schweizer Alpen, die als Ergebnis der jüngsten Phase des Deckenstaues und nach Argand noch bis ins Quartär fortgesetzt, von der Monte Rosa-Decke durch den südlichen Teil der Tessiner Decken und weiter nach O durch das Bergeller Massiv in die Campo-Decke sich fortsetzt. Diese Linie kommt in Schwankungen der Gipfelflur nicht zum Ausdruck und gerade in den südlichen Tessiner Bergen, wo der Deckenbau seine größte axiale Aufwölbung zeigt, ist die Gipfelflur niedriger als östlich und westlich davon. Auch das allgemeine nach O gerichtete axiale Gefälle der Bündner Decken verrät sich nicht in der Höhe der Gipfelflur. *Eine* große orographische Depressionszone aber ist von sehr alter struktureller Anlage; es ist das die große Längstalflucht Martigny-Chur, die Wurzelzone der helvetischen Decken, die von hier aus den Wall der Massivzone überstiegen haben; sie ist nach Alb. Heims Worten „in verschiedenen Phasen immer wieder in neuer Auflage vorgezeichnet worden, so daß die Talbildung an dieser Narbe haften mußte, so oft sie auch vorübergehend überdeckt worden sein mag.“ Hier also scheint in der Tat eine tektonische Längsdepression in einer jungen Großmulde postum wieder aufgelebt zu haben, wie auch der alte tektonische Wall des Aarmassivs sich heute noch als orographische Kulmination hervorhebt, während in andern Fällen das Auf und Ab der Gipfelflur unabhängig von den großen Linien der Struktur sich vollzieht.

So knüpfen sich auch an die Erscheinung der Gipfelflur eine Reihe von morphologischen Problemen, die hier nur gestreift werden konnten. Zu prüfen ist auch noch, inwieweit die Verteilung von Steil- und Mittelrelief mit etwaiger junger differenzieller Bewegung zusammenhängt, wie überhaupt die Verbreitung rundlicher und scharfer Gipfelformen in ihrer Abhängigkeit von Höhe, Material, alter Vergletscherung, Entfernung der Erosionsbasis u. a. noch genauer festzustellen ist.

Nur kurz sei endlich auf das dornige Gebiet der *Eiszeitfragen* eingegangen, für deren Betrachtung auch wieder A. Penck neue Gesichtspunkte aufgestellt hat. Außerordentlich kompliziert erscheint heute die Frage der diluvialen Krustenbewegungen durch die Einführung von „Schwingungen der Kruste“ unter dem Einfluß des Kommens und Gehens der Vergletscherungen, also im Sinne der sog. Onerartheorie von Jamieson. Diese von Penck zunächst für das Inn- und Isar-, Loisach-, Lech- und Illertal, sowie für das Linth-Zürichseetal gewonnene Vorstellung einer interglazialen Einbiegung müßte nun für andere Täler geprüft werden; ihre Kombination mit rein tektonischen Bewegungen wird vielleicht ein Licht werfen auf die verschiedene Geschichte der einzelnen Täler im Eiszeitalter und auf die Entstehung der alpinen Rand- und Vorlandseen, deren gruppenweises Auftreten Penck heute nicht mehr allein mit der glazialen Übertiefung, sondern mit derartigen isostatischen Senkungen, aber nicht im Sinne eines allgemeinen Rücksinkens der Alpen im Sinne von Heim, in Verbindung bringen möchte. Die Frage der diluvialen Krustenbewegungen

berührt sich aber auch mit dem vielumstrittenen Problem des Anteils der Gletscherwirkung an der Ausschürfung der Alpentäler.

Der Stand dieser Frage mit allen den unzählige Male wiederholten Gründen und Gegengründen kann hier als bekannt vorausgesetzt werden. Allgemein ist heute auch bei ostalpinen Morphologen die Neigung zu einer gemäßigten Beurteilung der Bedeutung der eiszeitlichen Gletscher für die Ausgestaltung des alpinen Reliefs zu erkennen. Als gesichert darf gelten, daß der Großteil der Alpen nicht, wie es noch 1923 Brückner aussprach, als ein Mittelgebirge in die Eiszeit eintrat und durch diese erst den Hochgebirgscharakter erhielt, sondern schon präglazial ein durch fluviatile Erosion ausgestaltetes Hochgebirge darstellte, wozu die endogene Grundlage eben durch die junge Hebung gegeben war. In einem solchen Gebirge aber konnten die Täler noch kein vollkommen ausgeglichenes Gefälle haben: die Talstufen im Längenprofil werden heute wenigstens dort, wo sie sich weder durch Konfluenz oder Diffluenz des Eisstromes noch durch selektive Eiserosion erklären lassen, allgemein auf präglaziale Anlage zurückgeführt; sie sind Gefällsbrüche als Ergebnis verschieden starker Hebung, die dann verschieden weit talaufwärts gewandert sind, allerdings aber vom Eise oberhalb und am Fuß der Stufe verschärft wurden. Stärker als noch vor kurzem wird heute betont, daß das sog. Trogprofil keineswegs allen ehemals vergletscherten Tälern zukommt. Bemerkenswert ist namentlich die neue Stellung von Penck zur Trogfrage. Er findet das typische Trogtal auf die sich noch hebenden Großsattelregionen beschränkt, in deren Tälern das Abströmen des Eises infolge des starken Gefälles rasch vor sich ging, so daß enge Taleinschnitte von den Gletschern U-förmig vertieft und ausgeweitet wurden; gering oder sogar minimal war die glaziale Erosion in den großen Längstälern, also in den Großmulden mit relativ sinkender Tendenz, wo die angestauten mächtigen Eismassen nur langsam abfließen konnten. Daher konnten sich im Inntal die interglazialen Schuttmassen der Höttinger Breccie bis tief unter den präglazialen Talboden herab erhalten. Die Erosionskraft des Eises richtete sich also nach der Form und dem Gefälle der Täler und war durch das präglaziale Relief bestimmt. Freilich enthält auch diese Auffassung ihre Schwierigkeiten. Denn auch in den Längstälern ohne starke glaziale Beeinflussung treten die Erscheinungen der Übertiefung, Stufenmündungen und Hängetäler auf; sind sie hier nicht glazialen Ursprungs, dann entfällt die Notwendigkeit, sie in den Trogtälern der Hebungszonen auf glaziale Übertiefung zurückzuführen. Die großen Längstäler müssen, wie schon E. Richter betonte, Streifen der Eisanstauung und damit gehemmten Abflusses sein, auch ohne daß man sie als solche geringerer Hebung betrachtet. Aber auch die Entstehung des echten Trogprofils ist noch kontrovers; ist es in anstehendem Fels tatsächlich vorhanden oder nur durch Schuttverkleidung der unteren Gehängepartien, die vor den Angriffen der Gehängeverwitterung schützt, vorgetäuscht? Ist die Talbreite durch Seitenerosion des Eises oder durch

GEOBOT. INSTITUT
RÜBEL IN ZÜRICH

subaërile Verwitterung entstanden? Wenn jene zugegeben wird, warum nicht auch eine Tiefenerosion an der Gletschersohle? Jedenfalls besteht in der Natur eine unendliche Mannigfaltigkeit, kein starres Schema dieser Formen und es bedarf auch in dieser Beziehung noch der eingehendsten, vorurteilsfreien Einzelforschung.

Am Schlusse dieses flüchtigen Überblickes über den Stand der alpinen Morphologie sei versucht, einige gesicherte Ergebnisse zu wiederholen: Wir wissen heute, daß die Alpen ihre großen absoluten Höhen und damit auch einen großen Teil ihres Hochgebirgscharakters einer jungen und kräftigen Hebung verdanken, die ihre Auffaltung nicht nur begleitete, sondern ihr nachgefolgt ist und vermutlich noch heute andauert. Ist die Auffassung richtig, daß in den Schweizer Alpen der Abschluß der großen tangentialen Bewegungen erst ins Pliozän fällt, dann entfällt die Möglichkeit, hier miozäne Flächenelemente aufzufinden; die morphologische Entwicklungsgeschichte läßt sich in den Ostalpen weiter zurückverfolgen und nur für die jüngsten Abschnitte werden sich vielleicht einmal parallel laufende Entwicklungsphasen aufstellen lassen. Die junge Hebung vollzog sich räumlich differenziert, im allgemeinen zwar als eine Aufwölbung, vielleicht in Form einer Großfaltung, aber überdies verbunden mit echt tektonischen Bewegungen, randlichen Faltungen und Überschiebungen als abgeschwächte Weiterbildung älterer Vorgänge, mit Zusammendrückung in den großen Längstälern, aber auch mit echten Schollenbewegungen wie am Ostrand, in den großen Kalkmassiven der Ostalpen und an der Ostseite der Säntisgruppe. Alle diese Bewegungen schwankten in ihrer Intensität aber auch zeitlich, so daß in Perioden ihrer Abschwächung, die mit Transgressionen und hoher Lage der Erosionsbasis am Gebirgsrand wenigstens in den Ostalpen zusammenfallen, die mehrmalige Ausbildung breiter Talböden möglich war. Die stärkere Zusammenpressung des ganzen Gebirges im Westen, die größere Hebungsenergie und ihre Konzentrierung auf einen kürzeren Zeitraum schufen die bekannten oro- und morphographischen Unterschiede zwischen Westen und Osten; sie erklären aber auch den weit bedeutenderen Gesteinsabtrag seit Abschluß der Deckenbewegungen, der durch andauernde Hebung mehr als kompensiert wurde. In diesem Sinne sind die Alpen keine Ruine, die nun nach ihrem Aufbau der endgültigen Zerstörung entgegengeht, sondern sind ein jugendfrisches Gebirge, das sich noch beständig weiterbildet, so sehr auch seinem Wachstum die Abtragung entgegenwirkt. Aber wir sind noch weit davon entfernt, alle Züge seines herrlichen Antlitzes zu verstehen und richtig deuten zu können. Noch auf Jahrzehnte wird dieses Gebirge das unerschöpfliche Forschungsfeld auch der morphologischen Betrachtungsweise sein, die nicht minder als die Geologie von ihm ihre wertvollsten Anregungen und Beeinflußungen erfahren hat.

Literaturverzeichnis.

(Das nachstehende Verzeichnis führt im allgemeinen nur solche bis Ende 1925 erschienenen Arbeiten an, die in den letzten 15 Jahren zu den im Voranstehenden behandelten Fragen Stellung genommen und zu ihrer Lösung beigetragen haben, ohne übrigens auch in dieser Beziehung Vollständigkeit anzustreben.)

1. **A. Aigner.** Geomorphologische Studien über die Alpen am Rande der Grazer Bucht. Jb. geol. R. A. Wien 1916.
2. — Geomorphologische Beobachtungen in den Gurktaler Alpen. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien 1922.
3. — Die geomorphologischen Probleme am Ostrand der Alpen. Zeitschr. f. Geomorph. I. 1925.
4. **O. Ampferer.** Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschr. D. u. Ö. Alp. Ver. 1915.
5. — Über die Bohrung von Rum bei Hall i. T. und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. Jb. Geol. Staatsanst. Wien 1921.
6. — Über morphologische Arbeitsmethoden. Ebda 1922.
7. — Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Ostalpen. Ebda 1923.
8. — Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. Ebda 1925.
9. **E. Argand.** Sur l'arc des Alpes occidentales. Ed. geol. Helv. XIV. 1916.
10. — Plissements précurseurs et tardifs des chaînes de montagnes. Actes de la soc. hélvet. sciences naturelles. Neuchâtel 1920.
11. **D. Baedecker.** Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneeberger Alpen. Geogr. Jber. aus Österreich. XII. 1922.
12. **P. Beck.** Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Ecl. geol. Helv. 1922.
13. **E. Brückner.** Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen. Z. Ges. f. Erdk. Berlin 1923.
14. **A. Burchard.** Neue Erkenntnisse zum Stufenbau der Alpentäler. Pet. Mitt. 1923.
15. **J. Cadisch.** Der Bau der Schweizeralpen. Zürich 1925.
16. **H. P. Cornelius.** Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayrischen Molasse. Verh. geol. Staatsanst. Wien 1920.
17. — Beobachtungen über die Geröllführung der Molasse am Allgäuer Alpenrand. Verh. geol. Bundesamt. Wien 1923.
18. **N. Creutzburg.** Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalpine Formenstudien. II. 1. 1921.
19. **L. Distel.** Die Formen alpiner Hochtäler, insbesondere im Gebiet der Hohen Tauern. Mitt. geogr. Ges. München. VII. 1912.
20. **G. Eisenmenger.** Contribution à l'étude du Landwasser etc. C. R. Ac. d. sc. Paris 1908.

21a. **G. Götzinger.** Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkalpen. Mitt. geogr. Ges. Wien. 1913.

21b. — und **H. Vetter.** Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl. Jb. geol. Bundesanst. 1923.

22. **G. Götzinger.** Funde von Augensteinen auf den östl. Kalkhochalpenplateaus. Verh. geol. R. A. 1913 und 1915.
23. **H. Hassinger.** Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinen Randgebirgen. Pencks geogr. Abh. VIII. 3. 1905.
24. — Beiträge zur Physiogeographie des Wiener Beckens und seiner Umrandung. Penck-Festband, Stuttgart 1918.
25. **Alb. Heim.** Geologie der Schweiz. Leipzig 1919—1922.
26. — Über die Gipfelflur der Alpen. Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich 1922.
27a. **F. Heritsch.** Morphologie des Alpen-Ostrandes in der Grazer Bucht Pet. Mitt. 1923.
27b. — Die jugendliche Hebung der östlichen Zentralalpen. Zeitschr. f. Geomorphologie I. 1925.
28. **H. Heß.** Die präglaziale Alpenoberfläche Pet. Mitt. 1913. I.
29. **R. Klebelsberg.** Der Brenner geologisch betrachtet. Zeitschr. D. u. Ö. Alp. Ver. 1920.
30. — Zur Morphologie der Lessiner Alpen. Ostalpine Formenstudien III. 1. 1921.
31. — Die Höhen zwischen Eisack- und Sarntal (Südtiroler geomorpholog. Studien II.) Veröff. Museum Ferdinandeum, Innsbruck 1922.
32. — Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verh. geol. Bundesanst. Wien 1922.
33. — Probleme der alpinen Quartärgeologie. Zeitschr. d. geol. Ges. 1924. Mon. Ber.
34. — Das Antlitz der Alpen. Ebda, 1925. Abh. No. 3.
35. **F. Kossmat.** Morpholog. Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und obern Savegebiet. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1916.
36a. **H. Lautensach.** Die Übertiefung des Tessingebietes. Pencks geogr. Abh. N. F. 1, 1912.
36b. — Über den heutigen Stand unserer Kenntnis vom präglazialen Aussehen der Alpen. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1913.
37. **O. Lehmann.** Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. Abh. geogr. Ges. Wien XI. 1. 1920.
38. **F. Levy.** Die Gipfelflur der westlichen Ostalpen. Pet. Mitt. 1921.
39. — Der Formenschatz des Eiszeitalters. Geogr. Zeitschr. 1922.
40. **F. Leyden.** Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. Geol. Rundschau XIII. 1922.
41. — Grundfragen alpiner Formenkunde. Ebda. XV. 1924.
42. **R. Lucerna.** Die Trogfrage. Zeitschr. f. Gletscherk. V. 1911.
43. — Morphologie der Montblancgruppe. Pet. Mitt. Erg.-H. 181, 1914.
44. — Morphologie der Pasterzenumgebung. Penck-Festband, Stuttgart 1918.
45. **K. Ludwig.** Über Talbildung in den Alpen. Jb. Schw. Alp. Klub 1914 (vgl. auch **Nußbaum,** Ebda 1916 und **Ludwig,** Ebda 1918).
46. **F. Machatschek.** Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien I, 4, 1922.
47. **Martonne, E. de.** L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. Ann. de Géogr. XIX. 1910, XX. 1911.
48. — L'ancien delta du Var et les vallées des Alpes maritimes. Ann. de Géogr. XXXII. 1923.
49. — Quelques données nouvelles sur la jeunesse du rélief préglaciaire dans les Alpes. Cvijić-Festschrift, Belgrad 1924.
50. **J. Müller.** Die diluviale Vergletscherung im Lech- und Illergebiet. Jb. preuß. geol. Landesanst. 1918.
51. **F. Nußbaum.** Die Täler der Schweizer Alpen. Wiss. Mitt. alpin. Mus. Bern 1910.
52. **A. Penck.** Die Gipfelflur der Alpen. Sitzber. preuß. Ak. d. Wiss. XVII. 1919.

53. **A. Penck.** Die Terrassen des Isartales in den Alpen. Ebda XIX. 1922.
54. — Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglacialzeit in den nördlichen Alpen. Ebda XX. 1922.
55. — Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen. Geol. Fören. Förhandl. Stockholm 1922.
56a. — Glaziale Krustenbewegungen. Sitzber. preuß. Ak. Wiss. XXIV. 1922.
56b. — Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayerischen Hochalpen. Ebda 1925.
57. — Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich Innsbruck. Abh. preuß. Ak. d. Wiss. 1920. Berlin 1921.
58. — Das Antlitz der Alpen. Die Naturwissenschaften. XII. 1924.
59. **W. Penck.** Die morphologische Analyse. Pencks geogr. Abh. 2 Reihe H. 2, 1924.
60. **A. Philippson.** Der glaziale Taltrog. Pet. Mitt. 1912. II. (Vgl. ebda **Drygalski** und **Penck**).
61. **B. v. Rinaldini.** Die Kitzbüheler Alpen. Ostalpine Formenstudien. II. 3, 1923.
62. **W. Schmidt.** Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. Jb. geol. Bundesanst. Wien 1923.
63. **R. Schwinner.** Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes. Ostalpine Formenstudien. III. 2. 1923.
64. — Geologisches über die Niederen Tauern. Zeitschr. D. u. Ö. Alp. Ver. 1924.
65. **J. Sölch.** Zur Entwicklungsgeschichte der Brennergegend. D. Rundsch. f. Geogr. 1912.
66. — Ein Beitrag zur Geomorphologie des Steirischen Randgebirges. Verh. XVIII. deutschen Geogr. Tages in Innsbruck 1912.
67a. — Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des Steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. Forsch. d. Landes- u. Volksk. XXI. 4. 1917.
67b. — Das Grazer Hügelland. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien 1921.
68a. — Grundfragen der Landformung in den nordöstl. Alpen. Geogr. Ann. Stockholm 1922.
68b. — Alte Flächensysteme im ostmurischen Randgebirge. Sieger-Festschrift. Wien 1924.
69. — Das Formenbild der Alpen. Geogr. Zeitschr. 1925.
70. **H. v. Staff.** Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. Zeitschr. d. geol. Ges. 1912.
71. **G. Stefanini.** Il Neogene del Veneto. Mem. dell' Istituto geol. Univ. Padova. III. 1915.
72. **S. v. Valkenburg.** Zur Frage der präglazialen Oberflächengestalt der Schweizer Alpen. Diss. Zürich 1918.
73. **H. Waldbaur.** Hängetäler im Oberengadin und Bergell. Ostalpine Formenstud. II. 2. 1922.
74. **A. Winkler.** Geomorphologische Studien im mittleren Isonzotale. Jb. geol. Bundesanst. Wien. 1922.
75. — Über die Beziehungen zwischen Sedimendation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien 1923. (Vgl. auch Mitt. geol. Ges. Wien 1914 u. Mitt. geogr. Ges. Wien 1919.)

Leere Seite
Blank page
Page vide