

**Zeitschrift:** Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft =  
Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della  
Società Elvetica di Scienze Naturali

**Herausgeber:** Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

**Band:** 95 (1912)

**Artikel:** Der Gebirgsbau der Zentralschweiz

**Autor:** Arbenz, P.

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-90202>

#### **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:** 17.02.2026

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

# Der Gebirgsbau der Zentralschweiz

von

Dr. P. ARBENZ (Zürich)

Mit einem Deckenschema der Zentralschweiz und Längsprofilen  
(Tafeln I und II).

---

Achtundzwanzig Jahre sind verflossen, seit *Marcel Bertrand*(1) durch seine Umdeutung der Profile durch die Glarneralpen den Anstoss zur Umwälzung der grundlegenden Vorstellungen über den Bau unseres Gebirges gegeben hat. Er setzte an Stelle der Glarner Doppelfalte, die aus einer von Norden und einer von Süden her kommenden Falte bestehen sollte, eine einheitliche von Süden gegen Norden geschobene Falte, indem er die ganze Nordfalte an die Südfalte anhängte, die Wurzel der gesamten überschobenen Massen von Glarus im Süden, im Vorderheintal suchte.

Es dauerte lange, bis diese fundamentalen Vorstellungen, die bereits *Bertrand* auch auf die Präalpen der Westschweiz und des Chablais angewandt hatte, ausgebaut wurden. *Schardt* war es, der zuerst im Laufe der neunziger Jahre die Präalpen und Klippen der Schweiz als von Süden her überschobene, exotische Massen ausführlich und in aller Schärfe darstellte. An der Jahresversammlung unserer Gesellschaft in Engelberg, 1897 (2), sprach er in einem denkwürdigen Vortrag über dieses Thema.

1897 griff *Bertrand* (3) nochmals ein wichtiges Problem alpiner Tektonik auf. Er zog zusammen mit *Golliez* die Konsequenzen aus seiner früher geäusserten Anschauung über die Glarner Ueberschiebung auch für die Berneroberländer und Unterwaldner Kalkalpen, deren erste Durchforschung und

Kartierung wir *Mösch* verdanken. *Bertrand* gelangte zum Schlusse, dass das ganze Gebirge nördlich der Linie Surenen-Jochpass-Scheidegg überschobenes, wurzelloses Gebiet sei, dessen Heimat wie die ehemalige Glarner Nordfalte im Süden, südlich des krystallinen Aarmassivs zu suchen sei. Damit war der Schlüssel zur Umdeutung aller Profile zwischen Genfersee und Rhein gegeben.

Merkwürdigerweise machte aber auch diese überaus wichtige Arbeit in ihrer vorsichtigen Ausdrucksweise momentan keinen allgemeinen Eindruck.

Erst als in den Jahren 1901 und 1902 *Lugeon* mit seinem epochemachenden Werk : *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse* (4) hervortrat, begannen die *Bertrand*'schen Ideen, erweitert und vertieft durch *Lugeon*, ihren Siegeszug durch die Geologenschulen in nah und fern. *Lugeon* war es auch gelungen, in den Gneissregionen des Wallis die Existenz von Deckfalten nachzuweisen.

Nichts zeugt mehr für die Fruchtbarkeit der *Lugeon*'schen Ideen und Konstruktionen als der Umstand, dass auch heute noch, zehn Jahre nachdem diese Arbeit erschienen, die Geologen mit der Anwendung und dem Ausbau der neuen Lehre beschäftigt sind. Mehr als je stehen wir heute, wie wir sehen werden, auf dem Boden dieser Ideen. Gerade die Alpen der Zentralschweiz sind und bleiben ein klassisches Beispiel eines Gebirgsstücks, dessen Bau erst durch einen verblüffenden und zunächst kaum glaubhaft erscheinenden tektonischen «Kunstgriff», wenn ich so sagen darf, verständlich wurde. Dabei ist das Problem im Ganzen betrachtet erstaunlich einfach. *M. Bertrand* schrieb 1884 mit Recht: «C'est simplement au fond l'hypothèse d'un pli unique, substituée à celle du «double pli» d'*Escher*.» Doch im Einzelnen stellen sich enorme Komplikationen ein. Nur eine gründliche Neudurchforschung des Alpengebietes konnte hier Licht schaffen. Die Schweizerische geologische Kommission, an ihrer Spitze Prof. *Alb. Heim*, beauftragte eine ganze Reihe von jüngern Geologen, darunter auch den Sprechenden, mit solchen Neuaufnahmen. Heute ist der grösste Teil der Kalkalpen zwischen Diablerets und Rhein fertig auf-

genommen, ferner wurde ein grosser Teil des Walliser Deckenlandes neu kartiert. Diese grosse Arbeit hätte mit verhältnismässig so geringen Mitteln niemals in so kurzer Zeit ausgeführt werden können, hätten nicht die neuen Ideen bei der geologischen Jungmannschaft einem wahren Feuereifer gerufen.

Es wäre undankbar, würden wir an dieser Stelle nur derjenigen Männer gedenken, denen wir den gegenwärtigen Aufschwung der Alpengeologie zuschreiben müssen. Mit Bewunderung müssen wir aber gerade heute auf die Werke eines Pioniers der Alpengeologie blicken, dessen Arbeitsfeld das Reusstal war: Dr. *Lusser*. Seine Profile (5) waren für jene Zeit (sie erschienen 1842 in den Denkschriften), da man von Jura, Kreide und Eocän in diesem Lande noch kaum etwas wusste, von einer ungewöhnlichen tektonischen Genauigkeit. Wir sehen bereits die Windgällenfalte in ihren grössten Umrissen dargestellt, wir finden in seinen Profilen den Faltenwurf des Frohnalpstocks, der Bauenstöcke richtig wiedergegeben. Seine scharfen Einzelbeobachtungen haben auch heute noch ihren Wert. Wenn *Lusser* damals noch nicht jeder Stufe und jedem Gestein seinen richtigen Namen geben konnte, so fallen doch seine Gruppen der «Niederschläge erster, zweiter, dritter Art» mit den tektonischen Einheiten, wie man sie heute unterscheidet, grösstenteils zusammen.

Wie manchen Wandel die Ansichten über den Bau der Zentralschweiz durchgemacht haben, lässt sich nicht mit wenigen Worten sagen. Ich muss mich darauf beschränken, die Resultate der Neudurchforschung zu schildern. Nur zu einem kleinen Teil kann es sich um Resultate eigener Arbeiten handeln. Für die östliche Schweiz (Glarner- und St. Galler-Alpen) sind die Aufnahmen von *Oberholzer* und *Arnold Heim* massgebend, im Vierwaldstätterseegebiet die Arbeiten von *Tobler* und *Buxtorf*; für die Windgälle kommen die neuen Arbeiten von *W. Staub* in erster Linie in Betracht; die Uriotstockgruppe und die Berge zwischen Engelberg, Meiringen und dem Sarnersee sind das Arbeitsfeld des Sprechenden. Für den grössten Teil unseres Gebietes liegen geologische Spezialkarten vor. Eine geologische Karte der Umgebung des Vierwaldstättersees, in der Haupt-

sache von *Tobler* und *Buxtorf* aufgenommen, befindet sich im Druck.

Bevor wir uns mit dem Bau der Zentralschweiz im Einzelnen befassen können, ist es wohl zweckmässig, einen Ueberblick über die *Gliederung des Alpenkörpers* zu geben, so wie sie heutzutage angenommen wird. Nicht dass damit das letzte Wort über die regionale Tektonik unseres Gebirges gesprochen wäre. Die Ansichten, die Namen werden sich noch häufig ändern.

Diejenigen Partien der Alpen, in denen die krystallinen Gesteine (Granit, Gneiss und krystalline Schiefer im allgemeinen) auf grossen Flächen zu Tage treten, — Regionen, die meistens schon durch ihre Massenerhebung ausgezeichnet sind, — pflegt man *Zentralmassive* oder kurz *Massive* zu nennen. Man spricht von einem Aarmassiv, Gotthardmassiv, Silvrettamassiv u.s.w. Unter diesen zeigen die nördlichen, alpenauswärts gelegenen Massive: Mont-Blanc-, Aiguilles-rouges-, Aar- und Gotthard-Massiv, ferner auch der südlichste Gneissdistrikt, das Massiv des Monte-Cenere (Seengebirge) steile Stellung der Gneisse und diskordante Ueberlagerung durch jüngere Schichten. Alle die genannten Massive sind zwar intensiv gefaltet, als Ganzes sind sie jedoch an Ort un Stelle geblieben, d.h. *autochthon*. Die Reihe von äusseren Massiven, die auch in den Westalpen mehrere Vertreter hat, erfuhr in der Carbonzeit zusammen mit dem Seengebirge und gleichzeitig mit Vogesen und Schwarzwald eine intensive Faltung. Man bezeichnet diese als die *hercynische* Faltung, und die Gebirge, die damals in Mitteleuropa aufgestaut wurden, das armoricanische und variscische Gebirge. Schon zu Beginn der Triaszeit hatte dieses alte mächtige Gebirge seine scharfen Formen verloren und war auf weite Strecken sogar völlig ausgeebnet.

Ganz anders verhalten sich die Gneissmassive in Wallis, Tessin und Bünden. In ihnen ist keine alte Faltung, keine Discordanz unter der Trias vorhanden. Hier hat der carbonische Schub nicht gewirkt, wohl aber nördlich und südlich dieses Streifens. Um so mehr ergriff dafür in der Tertiärzeit der faltende Schub dieses bisher verschonte Gebiet und türmte mächtige Gneissdecken in Form von liegenden Falten übereinander.

Wir nennen diese Zone, deren Erforschung und tektonische Deutung in neuester Zeit insbesondere von *Argand* (6) in hohem Masse gefördert wurde, die *penninische Zone* und die Ueberfaltungsdecken in dieser Region die *penninischen Decken*.

Die Sedimente, die zu den Massiven gehören, verhalten sich in tektonischer Beziehung wie diese selbst sehr verschieden. Ueber dem krystallinen Untergrund der äussern autochthonen Massive liegt eine reichgegliederte Schichtserie von Trias bis Eocän, in der meistens der Jura dominiert. Dies ist der *autochthone Sedimentmantel* der äussern Massive. Nach der Fazies seiner Sedimente gehört er zur helvetischen Zone.

Ganz anders sieht die Sedimenthülle der penninischen Massive aus. Hier dominieren mesozoische, mehr oder weniger tonige Schiefer, die im Wallis als *Schistes lustrés* oder *Glanzschiefer*, in der östlichen Schweiz als *Bindnerschiefer* bezeichnet werden.

Das Bindeglied zwischen der autochthon-helvetischen und der penninischen Region ist in den *helvetischen Decken* zu finden.

Diese Massen entstammen in der Tat der Region am Südrande der autochthonen Massive, vor allem des Aarmassivs. Hier ist ihre Wurzel, die im Wallis bei Sitten und in Bünden im Vorder-Rheintal zu sehen ist. In Form von mächtigen Deckfalten (*nappes de recouvrement*) überdeckten sie das Aarmassiv, sind aber auf der Massivhöhe völlig abgetragen worden. Dagegen blieben sie nördlich des Massivs in einer vertieften Zone, und an den Enden des Massivs, d.h. da wo das Massiv in die Tiefe taucht, auch auf dem Scheitel des Gebirges ganz oder teilweise erhalten. Am Alpenrande schliesslich bauen sie sich wieder auf. Das ist die Brandungszone und zugleich die Stirnregion der helvetischen Decken. Somit besitzen die helvetischen Decken zunächst der Wurzel einen *aufsteigenden Teil*, dann eine *Scheitelregion* über der Massivhöhe, einen *absteigenden Teil* und zuletzt nochmals eine *aufsteigende Stirnregion* am Rande des Molasselandes.

Die helvetischen Decken zerfallen in eine Anzahl von mehr oder weniger tief von einander getrennten *Zweig- oder Teildecken*. Als Ganzes hervorgegangen, aus liegenden Falten und Schuppen, zeigen diese Teildecken selbst wieder intensive

Sekundärfalten. In der Fazies ihrer Schichtreihen sind die helvetischen Decken unter sich recht verschieden. Von Norden gegen Süden, d.h. in der Richtung von der helvetischen gegen die penninische Zone, ist eine allgemeine Zunahme der Mächtigkeit der meisten Stufen zu konstatieren, und zwar setzen besonders die schiefrig-tonigen Ablagerungen immer stärker ein und verdrängen die Kalkfazies.

Ueber den helvetischen Decken liegen aber noch weitere Massen, die noch höheren Decken angehören. In der Westschweiz und im Chablais sind sie in den *Præalpen* zusammenhängend erhalten, in der Zentral- und Ostschweiz dagegen nur noch in Ueberresten, den sogenannten *Klippen*, vor der Abtragung bewahrt geblieben. Die Fazies ihrer Schichtreihen ist von der helvetischen stark verschieden und deutet auf eine weit südlichere Heimat. Innerhalb der penninischen Zone können sie ebenfalls nicht wurzeln, wir müssen sie daher von einer noch südlicher gelegenen Zone ableiten.

Der Bau Graubündens kann über die Lage der Wurzeln dieses Deckensystems Aufschluss geben. Aequivalente der Klippen-decke und deren Begleiter liegen nämlich dort über dem penninischen Bündnerschieferland und reichen südwärts mindestens bis zum Engadin und Bergell. Man nennt dort diese Decken im allgemeinen die *lepongischen*. Auch hier müssen wir aber die Wurzeln dieser Decken südlich der penninischen Zone erwarten.

Damit ist aber noch nicht das höchste Glied des Alpenkörpers genannt. Auf den lepongischen Decken Graubündens liegt das System der riesigen *ostalpinen Decken* mit ihrer mächtigen Triasentwicklung, mit riesigen überschobenen Gneissmassiven wie Silvretta und Oetztalermasse, mit Fenstern, in denen des lepongischen und penninischen Untergrund zum Vorschein kommt (wie im Unter-Engadin, in den Hohen-Tauern und am Semmering). Die Wurzeln dieses mächtigen Deckenlandes kommen vom Tonale-Pass ins Veltlin herüber und lassen sich dann weiter über Bellinzona bis gegen Ivrea verfolgen.

Die Linie, an der die ostalpinen Decken gegen Westen aufhören, zieht sich quer durch den ganzen Alpenkörper hindurch.

Sie schneidet das Faltenstreichen unter schiefem Winkel. Diese Linie entspricht nicht der Stirn der Decke, sondern ist lediglich als ein Erosionsrand aufzufassen. Das ostalpine Deckensystem ist als Ganzes wie das lepontinische und helvetische von Süden gegen Norden (nur lokal von Süd-Osten gegen Nord-Westen) gewandert und hat auch noch eine Strecke weiter westwärts über dem penninischen und helvetischen Gebiet gelegen, wo es heute verschwunden ist. Somit liegen auf Grund der Decken tektonik die Ostalpen nicht neben, sondern *über* den Westalpen und ihrer Fortsetzung.

Betrachten wir noch zum Schlusse dieser Uebersicht die Lage der Decken und ihrer Wurzeln im Vergleich mit den Massiven, die in der Carbonzeit gefaltet worden sind, dem Aarmassiv und dem insubrischen Seengebirge. Alle Decken unseres Landes stammen ohne Zweifel aus dem Raum zwischen diesen beiden alten verfestigten Klötzen. Diese beiden Massivzonen im Norden und im Süden wirkten zur Zeit der Faltung im Tertiär auf die sich bildenden Decken wie die Backen eines Schraubstocks.

So folgen sich also südlich der äusseren Massive nacheinander die Wurzeln der helvetischen, penninischen, lepontinischen und ostalpinen Decken. Hauptwurzelzonen sind die Linie des Rhone-Rheintales für die helvetischen Decken, das Veltlin und die Amphibolitzone von Ivrea für die ostalpinen Decken.

Am *Aufbau der Zentralschweiz* nehmen Teil: das autochthone Aarmassiv, die helvetischen Decken und einige Klippenberge.

Das *Aarmassiv* im weiteren Sinne zerfällt zwischen Andermatt und Erstfeld, wie auch weiter westlich in zwei Teile. Der südliche Teil, das eigentliche Aarmassiv, enthält den karbonischen Intrusivstock des Aaregranits mit seinen randlichen Porphyrapophysen. Vom nördlichen Teil ist dieser durch die tiefe muldenförmige Einfaltung der Windgälle getrennt, die sich wohl ins Maiental zum Malmkalkheil von Färnigen und den jurassischen Mulden am Sustenpass fortsetzt. Der nördliche Teil des Massivs, das Massiv der Erstfeldergneisse, besteht in der Hauptsache aus Injektionsgneissen, sedimentären Gneissen

und sericitischen Schiefern hohen Alters. Die diskordante Auflagerung des Karbons auf den Gneissen westlich des Wendenjochs beweist, dass es sich im Erstfeldermassiv um vor- oder altkarbonische Gesteine und Intrusionen handelt.

Rechts des Reusstales wird das Erstfeldermassiv von seinem autochthonen Sedimentmantel überwölbt, links des Tales ist dieser auf dem Scheitel des Gneissrückens nur noch in kleinen Resten auf der Krönte, am Zwächten und an den Spannörtern erhalten. Zusammenhängend stellen sich hier die autochthonen Sedimente erst am Nordabfall des Massivs ein und bilden die hohen Felsmauern der Schlossberg- und Titiskette. Auffallend ist, wie die mesozoischen Schichten diskordant auf den Schichtköpfen der Gneisse und auch des Karbon aufsitzen. Wir ersehen daraus, dass der Untergrund schon in karbonischer Zeit gefaltet und vor Beginn der Triasperiode bereits wieder abgetragen und ausgeebnet war.

Ueber das Erstfeldermassiv und seinen Sedimentmantel schwingt sich die mächtige Windgällenfalte mit ihrem Porphyrr im Gewölbekern. Sie wurzelt nach *W. Staub* (7) südlich des Maderanertales und stammt mit samt dem Porphyrr aus der südlichen Massivzone, d.h. aus dem eigentlichen Aarmassiv. Somit ist hier ein Teil des Aarmassivs über das tieferliegende Erstfeldermassiv hinübergefaltet worden.

Westlich des Reusstales ist von der Windgällenfalte nichts mehr vorhanden. Sie hatte einst hoch über den Spannörtern und der Krönte gelegen. Dafür stellen sich im Erstfeldertal, im Gadmertal und bei Innertkirchen im Nordmassiv bedeutende Trias- und Malmfalten ein, die besonders im Urbachtal durch die Arbeiten von *Baltzer* berühmt wurden. Im Querprofil des Haslitals fällt die Trennung von Nord- und Südmassiv schwer, weil eine der Färniger Mulde entsprechende Synklinale aus Jurakalk fehlt. Erst vom Mönchsjoch an stellt sich ein der genannten Mulde höchst wahrscheinlich entsprechender Kalkzug wieder ein, der unter dem Namen *Oberer Jungfrau keil* bekannt ist. Dieser reicht westwärts bis ins Lötschental und grenzt das Massiv des Gasterngranits südlich vom eigentlichen Aarmassiv ab. Gasterngranit und Erstfelder Gneisse gehören in die glei-

che Zone (Zone der nördlichen Gneisse) und entsprechen sich tektonisch. Das eigentliche Aarmassiv verhält sich zum nördlich vorgelagerten Gastern-Erstfeldermassiv gleich wie das Mont-Blanc-Massiv zum Massiv der Aiguilles-Rouges.

Kehren wir zur Windgälle zurück. Ueber dem Malm folgt direkt das Eocän (die Kreide kann hier übergangen werden), das zusammen mit Oligocän in grosser Mächtigkeit das ganze Schächental erfüllt und über die Surenen nach Engelberg zieht. Innerhalb dieser Eocänzone, wir wollen sie die *parautochthone* nennen, gibt es reichliche Komplikationen. Malmfalten spalten das Tertiär in mehrere Serien, die zum Teil den Namen Decke verdienen, weil sie grösstenteils von ihrer Wurzel abgetrennt sind. Sie haben sich südlich über der Windgälle vom Mantel des reichgefalteten Aarmassivs abgetrennt. Dahn gehören Griesstock- und Faulendecke. Wir wollen diese kleineren Decken, die von *W. Staub* eingehend studiert worden sind, nach *Arnold Heim* die *parautochthonen* Decken nennen.

Von grosser Bedeutung ist das tektonische *Verhältnis der Windgällenfalte zu den parautochthonen Decken*. Die Windgällenfalte hat sich nämlich in diese Decken hineingedrängt und überfaltet die unterste sogar ein Stück weit. Dieser Vorgang ist der Anfang zu einer Entwicklung, einem Phänomen, dem wir später noch unsere Aufmerksamkeit zuwenden müssen. Wir können aus diesen Verhältnissen schliessen, dass *die Windgällenfalte gegenüber den parautochthonen Decken in ihren letzten Bewegungen jünger ist*.

Die *parautochthone* Tertiärzone ist eine der wichtigsten Zonen in den helvetischen Alpen. Sie erweitert sich gegen Osten beträchtlich und erreicht im Flyschgebiet von Elm und Linthal ihr Maximum. Gegen Westen verschmälert sie sich rasch. Am Jochpass und bei Meiringen erreicht sie stellenweise kaum noch dreissig Meter. Dass sie sich durch das ganze Berner Oberland bis zur Gemmi fortsetzt, wurde schon 1897 von *Marcel Bertrand*(3) festgestellt. Sie scheidet überall die *autochthone* Zone im Süden von den nordwärts absteigenden noch erhaltenen Resten der helvetischen Decken.

In der Zentralschweiz, speziell im Quertal der Reuss, finden

wir, abgesehen von den bereits genannten parautochthonen, in der Hauptsache nur *zwei helvetische Decken*, die unter sich selbst wieder durch ein Band von Eocän getrennt sind.

Die obere Decke baut Frohnalp und Bauenstöcke auf und wird als *Drusbergdecke* bezeichnet, die untere, die südlich unter der genannten hervorkommt bildet die Axenkette und die Berge von Isental. Sie trägt den Namen *Axendecke*.

Die beiden Decken sind in ihrer *Kreidefazies* stark voneinander verschieden. Die obere Decke, die sog. *Drusbergdecke*, ist durch eine mächtige Entwicklung der Kreidesedimente ausgezeichnet. Die kalkigen Horizonte nehmen innerhalb dieser Decke von Norden gegen Süden an Mächtigkeit ab. An ihre Stelle treten mergelige und tonige Schichten.

Die *Axendecke* dagegen zeigt im Ganzen bedeutend geringere Mächtigkeiten in der Kreide und ein Ueberwiegen der kalkigen Fazies, besonders im Valangien.

In den *parautochthonen Decken* ist die Kreide nur rudimentär ausgebildet, im *autochthonen* Windgällengebiet fehlt sie mit Ausnahme des tiefsten noch fraglichen Horizontes gänzlich.

Denken wir uns die verschiedenen Decken an ihren Ursprungsort zurückversetzt, so bekommen wir von Norden nach Süden im ehemaligen Ablagerungsraume eine *stetige Faziesveränderung* und zwar in dem Sinne, dass die Kreidesedimente südwärts in immer grösseren Mächtigkeiten auftreten.

Eine ähnliche Faziesfolge lässt sich auch in der Kreide der Säntis-Churfürstengruppe und auch im Wildhorngebiet nachweisen.

Die *Strukturformen* der beiden in der Zentralschweiz dominierenden Decken, der Drusbergdecke oben und der Axendecke unten, zeigen wesentliche Differenzen.

Während in der *Drusbergdecke* eine Anzahl von schrägstehenden Falten, z. B. die Falte des Seelisbergerkulms, des Frohnalpstocks, der Fallenfluh, das Bild beherrschen, tauchen in der Axendecke alle Falten in die Tiefe. Die Ueberschiebungsfächen beider Decken tauchen zwar am Urnersee in gleicher Weise nordwärts in die Tiefe, die Stellung der Sekundärfalten ist aber in beiden sehr verschieden. Die Axendecke kann als Beispiel einer mit der Stirn in die Tiefe *tauchenden Decke*

bezeichnet werden. Die Drusbergdecke und die nordwärts unmittelbar sich daran anschliessenden tieferen Teildecken erheben sich dagegen in der nördlichen Kalkkette wieder. Die Stirnen dieser Decken, Falten und Schuppen schauen nicht in die Tiefe, sondern schräg nach oben.

Die Axendecke gehört zu den kompliziertesten Teilen der helvetischen Alpen. Seit den Untersuchungen von *Alb. Heim* ist allbekannt, wie am Urnersee eine eocäne Mulde von unten in die Kreide am Axen hineingreift und oben von Kreide völlig überwölbt wird. An der Silbern und am Glärnisch, die in die östliche Fortsetzung der Axendecke gehören, konnte *Oberholzer* eine ganze Anzahl von grossen Schuppen und Teildecken nachweisen. In der Axenkette selbst werden uns die Untersuchungen von *Buxtorf* und *Hauswirth* ähnliche Komplikationen aufdecken.

Die Drusbergdecke enthält in der Zentralschweiz nur Kreide und Eocän. Einzig bei Muotatal und am Schonegg-Pass ist etwas Malm mitgekommen. Im allgemeinen sind aber die Jurakerne dieser Decke weiter im Süden zurückgeblieben und der Abtragung anheimgefallen.

Ganz anders verhält sich die *Axendecke*. Ihr Jura ist in riesigen Massen bei der Ueberschiebung genügend weit mitgelangt, dass er noch heute erhalten bleiben konnte. Er nimmt die Flächen zwischen dem Bösen Faulen, dem Ortstock und dem Kinzig-Kulm ein. Der Malmkalk erreicht aber mit seiner tau chenden Gewölbestirn das Niveau des Urnersees nicht, sondern schliesst höher oben am Gruonbach total umwickelt von unterer Kreide auf.

Seinerzeit, als man diese Kette notwendigerweise als autochthon ansehen musste, war es kaum begreiflich, warum dieser Malm keinen Stiel nach der Tiefe besitzt. Auf Grund der Deckentheorie wird dieses Strukturbild ohne weiteres verständlich.

Verfolgen wir nun die beiden Decken im Streichen, und zwar zunächst nach Osten.

Die Falten der Drusbergdecke setzen sich im obern Sihltal fort. Am Fluhbrig ist die Stirn der Drusbergdecke als mächt-

tiges liegendes Gewölbe erhalten. Unter der eigentlichen Drusbergdecke (*Arn. Heim*) (=Fluhbrigdecke nach *Lugeon*) erscheinen östlich des Wäggitals zwei tiefere Abzweigungen der gleichen Decke. Sie tragen den Namen *Räderten-* und *Wiggis-* (resp. *Säntis-*) decke. Die Drusbergdecke selbst ist dort abgewittert. An die Wiggisdecke schliessen sich die Churfürsten und an diese das Faltenbüschel des Säntis. Aus diesem Grund hat *Arn. Heim* an Stelle des Namens Wiggisdecke den der *Säntisdecke* eingeführt. Geht man dem Kamme der Churfürsten entlang gegen Südosten, so erreicht man in der Alviergruppe die streichende Verlängerung der Räderten- und Drusbergteildecken. Hier finden wir aber solche grosse Falten nicht mehr. Die Räderten- und Drusberg- (Fluhbrig-) teildecken resp. Falten klingen somit gegen Osten aus. Der faltende Schub hat sich dafür im Säntisgebirge um intensiver ausgelöst.

Hier im äussersten Osten der höhern helvetischen Decke (Säntis-Drusbergdecke) sind am Gonzen auch die Jurakerne dieser Decke erhalten.

*Wir sehen somit wie die Drusbergdecke gegen Osten ausklingt und ihre Rolle der Wiggis-, im weiteren Sinne der Säntisdecke abtritt.*

Gehen wir zur *Axendecke* über. Ihre Hauptentwicklung fällt zwischen Ortstock und Glärnisch. Oestlich des Linthtals ist sie nur in Liasresten (Magereu, Spitzmeilen) erhalten. Bei Wallenstadt hat *Arn. Heim* Reste derselben aufgefunden. Es handelt sich aber nur um Jura, und auf diesem liegt unmittelbar die Säntisdecke (Churfürsten). Man kann sich nun fragen, wo die Kreide der Axendecke östlich des Linthtales hingekommen sei. Ich bin nun zur Ansicht gelangt, dass wir sie wenigstens teilweise im Säntis suchen müssen. Im Glärnischgebiet ging der Komplex der Drusbergdecke mit ihren Abzweigungen über die Axendecke hinweg, im Osten wurde die Kreide der Axendecke von ihrem Jura abgetrennt und der Stirn der Wiggis- (Säntis-) decke angegliedert.

Während wir im Reusstal unter der Axendecke direkt auf die parautochthone Flyschzone stossen, schieben sich im Glärnerland unter der Axenkette noch die *Mürtschen-* und die *Glar-*

nerdecke ein. Beide reichen gegen Westen nur wenig über Linthal hinaus. Diese beiden tiefsten Decken sind die einzigen helvetischen Decken die eine vollständige Schichtreihe vom Verrucano bis zum Eocän enthalten. Alle höheren Decken der Zentralschweiz enthalten als älteste Schichten höchstens Trias.

Es ist gewiss kein Zufall, dass sich die tiefern helvetischen Decken da einstellen, wo gegen Osten das Aarmassiv zur Tiefe sinkt, und dass vor dem Massiv selbst nur die höhern Decken zur Geltung gelangen.

Verfolgt man unsere Decken auch *westlich des Reusstals*, so tritt dieses Verhältnis deutlich in Erscheinung.

Wir können die Kreidefalten der Drusbergdecke der Zentralschweiz gegen Westen bis zum Brienzersee verfolgen, und von dort ist der Anschluss an die grösste helvetische Decke der westlichen Berneralpen, die *Wildhorndecke*, leicht möglich. Wir können somit sagen, dass die *Drusberg-Säntisdecke* in die östliche Fortsetzung der *Wildhorndecke* fällt.

Die Fortsetzung der *Axendecke* westlich des Reusstals finden wir in der *Uriotstockgruppe*. Die höhern Gipfel und Plateaux dieses herrlichen Gebirgsstücks sind aus Malm, Dogger und Lias einer höhern Abzweigung der Axendecke, der Uriotstockdecke herausmodelliert und zeigen intensive Faltungen<sup>1</sup>. Die Kreideregion der Axendecke nimmt westlich des Urnersees die Gegend von Isental ein. Eine tiefe Mulde trennt sie von der Kreide des Gitschen, die als verkehrte Serie der Uriotstockmasse zu deuten ist.

Der Malm am Fuss des Gitschens könnte als Fortsetzung desjenigen ob Flüelen angesehen und zur Axendecke gerechnet werden. Er ist aber faziell ganz anders ausgebildet. Es ist ein heller Korallenkalk, wie er sich in der Axendecke nicht findet. Ohne Zweifel gehört er einer tiefern tektonischen Einheit an. Auch am Weissberg bei Engelberg ist eine Linse solchen Korallenkalks unter der Uriotstockdecke vorhanden.

Die Uriotstockdecke und die Kreide der eigentlichen Axen-

<sup>1</sup> Die neuesten Mitteilungen von *A. Buxtorf* lassen darauf schliessen, dass die Uriotstockdecke die direkte Fortsetzung der Axendecke ist, dass somit beide Decken identisch sind. (Während des Druckes beigefügt).

decke reichen nach Westen nicht wesentlich weiter als bis zum *Engelbergatal*. Dort legen sich auf die Uriotstockdecke die komplizierten Jurafalten der *Hutstockgruppe*. Die jüngsten Schichten, die an diesen Falten teilnehmen, gehören zur untersten Kreide, alle jüngeren Sedimente bewegten sich weiter nach Norden. Dass die Hutstockfalten und die Berge bei der Frutt zur höhern helvetischen Decke (im Sinne von *A. Buxtorf*) gehören, unterliegt keinem Zweifel. Wir sehen somit in dieser Region zum ersten Mal die Jurakerne der Drusbergdecke erhalten. Sie verdanken ihre Erhaltung dem Umstand, dass *die Axendecke und ihre Fortsetzung, die Uriotstockdecke, gegen Westen aufhören*. Diese teilen also das Schicksal der tiefen Decken von Glarus: ihre Stirn zieht sich zurück. Eine um die andere der tiefen Decken setzt an der Basis der helvetischen Schubmassen aus, so dass vom Jochpass zum Lauterbrunnental einzig die Drusberg-Wildhorndecke übrig bleibt<sup>1</sup>.

*Im Gegensatz zu diesen tiefen Decken*, der Axendecke im engern Sinne und der Uriotstockdecke, *zeigt die höhere Decke, die Drusbergdecke, im Zentrum der Schweiz vor dem Aarmassiv keine abgeschwächte Form*. Im Gegenteil sind ihre Sekundärfalten hier zum Teil viel intensiver als im Osten. So nimmt die kleine Falte am Hauserstock ob Sisikon gegen Westen an Grösse immer mehr zu, wird im Engelbergatal zu einer grossen liegenden Falte und entwickelt sich schliesslich zu einer Art Teildecke, der Augstmatthorndecke von *P. Beck*.

Wir sehen somit, dass bei der jetzigen Nomenklatur Decke und Decke jedenfalls nicht immer dasselbe sagen will. Grosses *Stammdecken* müssen von kleinern *Zweig- oder Teildecken* unterschieden werden. Besonders diese letztern gehen im Streichen deutlich aus liegenden Falten hervor, wie denn überhaupt der Faltenbau die Tektonik der helvetischen Alpen durchaus beherrscht.

Immer noch werden mehr und mehr Decken unterschieden, die Analyse der Strukturformen schreitet weiter. Für den Nicht-

<sup>1</sup> Inwiefern hier auch noch Reste der Diableretsdecke vorhanden sind, ist zur Zeit noch nicht eruiert worden.

eingeweihten wirkt diese grosse Zahl von Decken und Decklein verwirrend. Wer aber den Gang der Erforschung verfolgt, wird keinem der zahlreichen Terraingeologen einen Vorwurf daraus machen, dass er zu viel Decken unterschieden hat. Es fällt nachher, wenn man den Charakter der vielen Einzelteile einmal kennt, nicht schwer, Ordnung zu schaffen und zusammenzufassen, was zusammengehört.

Besonders reichgegliedert ist die *Kreideregion des Vierwaldstättersees*. In der *Randkette*, die tektonisch an die tiefern Teile der Wildhorndecke, d.h. an die Räderten- und vor allem an die Wiggis-(Säntis-)decke anschliesst, unterscheidet *Buxtorf*(3) eine Niederhorn-, Pilatus- und Bürgenstockdecke. Selbstverständlich sind dies nur Zweig- oder Teildecken, deren Jurakerne weiter zurück zu suchen sind. Sie haben zum Teil gedrängten Faltenbau, zum grössten Teil handelt es sich aber nur um einfache Schuppen ohne irgend eine gewölbeförmige Stirnbiegung. Im Gegensatz zu den bisher geschilderten weiter südlich gelegenen Deckenteilen, wo die Ueberschiebungsflächen an der Basis der Decken gegen Norden in die Tiefe fallen, steigen die verschiedenen Teildecken der Randkette nordwärts empor. Die Unterfläche der helvetischen Decken hat somit in der Zentral- und Ostschweiz die Form einer *Mulde*. Dies ist die «Absenkungszone».

In dieser Mulde, wo alle tektonischen Elemente die tiefste Lage einnehmen, liegen die *Klippenberge* (Giswilerstöcke, Stanserhorn, Buochserhorn, Klewenalp, Mythen) als Reste der höhern Decken mit exotischer Fazies.

Bisher habe ich versucht, die Gliederung der helvetischen Alpen in Decken zu schildern, deren Verbreitung und Beziehungen zu einander kurz zu erörtern, somit im Grossen und Ganzen die Formen der Querprofile zu charakterisieren. Bevor wir aber dazu übegehen können die Formen der Längsprofile ins Auge zu fassen, muss noch eine wesentliche Komplikation im helvetischen Gebirge erwähnt werden. Das sind die *Einwicklungen* höherer Decken unter tiefere.

*Lugeon* machte schon in seiner grundlegenden Arbeit, dann aber auch später auf Reste von Decken aufmerksam, die ihren

normalen Platz über der Wildhorndecke, d.h. zu oberst auf den helvetischen Decken der Berneralpen haben und bereits zu dem Deckenkomplex der sog. *Préalpes internes* gehören, die aber sogar unter die Diableretsdecke hineingreifen und tief in den Muldensack zwischen dieser und der Morclesdecke in Liegenden eindringen. Die Diableretsdecke hat hier diese Reste der höhern Decke *eingewickelt*.

Wir haben durch *W. Staub* in der Windgälle Anfänge zu Einwicklungen kennen gelernt.

Von besonderer Bedeutung ist das Auftreten des sog. *Wildflysches* mit exotischen Blöcken und Fetzen von Kreideschichten in der parautochthonen Flyschzone der Zentral- und Ostschweiz. Er enthält Fossilien des Mitteleocän (Lutétien) und liegt über Obereocän (Priabonien, Bartonien) und Oligocaen. Seine Hauptverbreitung liegt in der Umgebung der Klippen. Der Wildfelsch hat seine Heimat nicht in der parautochthonen Zone, sondern ist dorthin lediglich in Folge von Einwicklungen im grossen Stil gelangt, wie sie in Anlehnung an *Lugeon* auch *Arn. Heim*, *P. Beck* und *Buxtorf* annehmen. Die normale Position des Wildflysches wäre über den helvetischen Decken. Seine Heimat ist weiter südlich gelegen.

Aber nicht bloss Wildfelsch, auch Reste der eigentlichen Klippendecke wurden eingewickelt. So liegen z. B. östlich des Thunersees Klippenpakete am Molasserand unter der helvetischen Randkette.

Daraus müssen wir ganz allgemein schliessen, dass *die Wildfelschdecke und die Decke der Préalpen (Klippendecke) schon an Ort und Stelle, d. h. schon überschoben gewesen sein müssen, bevor sich die helvetischen Decken entwickelten*. Ferner sind auch innerhalb der helvetischen Decken, wie wir an der Windgälle bereits gesehen haben, *die jüngsten nachweisbaren Bewegungen in den allertiefsten Decken und im Autochthonen selbst erfolgt*.

Dies geht mit aller Deutlichkeit aus dem *Verhalten des Aarmassivs zu den Decken* und deren Unterfläche hervor. Am Ende des Massivs ist der Abfall der Decken vom Scheitel gegen die Absenkungszone nicht steil. Vor der Mitte des Massivs dagegen wird die Ueberschiebungsfläche, je weiter wir nach Westen

vorrücken, immer steiler. Bei Meiringen steht sie stellenweise schon vertikal, und im Berner Oberland ist sie nach älteren und neueren Beobachtungen sogar auf längere Strecken überkippt. Wir sehen daraus deutlich, dass *die Ueberschiebungsfläche der helvetischen Decken nicht mehr ihre ursprüngliche Lage besitzt, sondern durch eine nachträgliche Aufwölbung und ein Vordrängen des Aarmassivs steil gestellt und zum Teil lokal überkippt wurde.*

Diese Steilstellung macht sich auch in den autochthonen Falten selbst bemerkbar, die z. B. in der Gegend der Engelhörner in ihren Malm-Eocänpartien gänzlich auf dem Kopf stehen. Bei dieser Umformung wurde auch die Windgällenfalte, wie wir gesehen haben, weiter vorgetrieben, der Flysch am Nordhang des Titlis und an der Schlossbergkette vom Autochthonen abgesichert, und die Decken glitten noch stärker in sich zusammen: Dabei stauten sich die einen und andern an Hindernissen, so z. B. die komplizierten Hutstockfalten an dem Faltenknäuel der Uriotstockdecke am Scheideggstock bei Engelberg. Ferner ist diese letzte Bewegungsphase gewiss für zahlreiche sekundäre Verschiebungen (Brüche etc.) innerhalb der Decken verantwortlich zu machen. Sie sind zu einer Zeit erfolgt, als die Decken auf dem Scheitel des Aarmassivs wohl schon teilweise abgetragen waren. Wenn man sich der Beweiskraft dieser Argumente nicht verschliesst, so muss man zugeben, dass die Decken über dem Massiv niemals so grosse absolute Höhen erreicht haben, wie man annehmen könnte, wenn wir sie uns über den heutigen Massiven in der Luft vollständig ergänzt denken.

Bis jetzt war nur von der Aufwölbung des Massivs die Rede, die die Scheitelregion der Decken noch erhöht hat, und wir können uns fragen, ob nicht auch die Absenkungszone vor dem Massiv in ihrer heutigen Form sehr jung sei und gleichsam als Mulde zu dem aufgestauten Gewölbe, als Vortiefe zur Massivfalte aufzufassen wäre. Noch sind wir auf Vermutungen angewiesen; trotzdem will es mir scheinen, dass die Verschärfung der Absenkungsmulde zusammen mit der letzten Massivaufaufwölbung nichts anderes sei als *eine flache Falte*, bestehend

aus Mulde und Gewölbe, eine Falte, die Autochthones und alle Decken zugleich ergriffen hat. Die Faltenform ist vor dem Massiv am schärfsten, flacher dagegen, wo das Massiv verschwindet.

Schliesslich liegt es nahe, auch die Ueberschiebung der Randkette und deren Anpressung an die Molasse mit dieser letzten Faltungsphase in Zusammenhang zu bringen.

Alle diese Ueberlegungen haben den Zweck nachzuweisen, dass die helvetischen Decken am Nordfuss des Aarmassivs nicht mehr die Form und Stellung zeigen können, die sie kurz nach der Ueberschiebung zeigen mussten. Ich möchte hier zum ersten Mal die Ansicht aussprechen, dass *alle* Decken, in denen die Sekundärfalten im allgemeinen überklippt sind, *nachträglichen Bewegungen* diese Stellung verdanken.

Ueberall in der Zentralschweiz zeigt es sich, dass die Drusbergdecke beim Ueberschreiten der Axendecke letztere tektonisch stark beeinflusst hat. Ganz besonders deutlich zeigt sich dies in den Bergen von Isenthal. Aber die letzte Steilstellung der Axenkette ist zweifellos jünger und mit den Vorschüben im Windgällegebiet in Zusammenhang zu bringen.

Wir sehen somit, dass wir den Prozess der Alpenfaltung selbst in einem kleinen, aber gründlich durchforschten Revier, gliedern können. Wir können zum mindestens drei Phasen unterscheiden:

1. Die Ueberschiebung des Wildflysch und der Präalpen, die im Eocän begonnen und im Oligocän im Wesentlichen vollendet war.
2. Die Ueberschiebung der helvetischen Decken, und zwar:
  - a) zuerst die der tieferen,
  - b) später die Beendigung der Bewegungen in der Drusbergdecke.
3. Die letzte Aufwölbung des Massivs und die Vertiefung der Absenkungszone. Gleichzeitig oder früher erfolgte der Vorstoss der paraautochthonen Windgällefalte und analoger Falten.

Die faltenden Schübe haben sich also im Laufe der Zeit in die Tiefe zurückgezogen. Dies ist ein Phänomen, das uns nicht verwundern darf. Die Bewegungen dauern eben durch lange

Zeiträume hindurch. Abtragungen grosser Gebirgsteile wechseln ab und gehen Hand in Hand mit den Aufstauungen. Gebirgsstücke, die bereits durchtalt sind, können den Schub nicht mehr übernehmen; er packt naturgemäß die tieferen zusammenhängenden Teile der Erdrinde, und die *oberflächlichen Teile*, die Produkte älterer Schübe sein mögen, *werden als tote Fracht passiv mitgetragen*.

In jüngster Zeit hat *Argand* (6) in verblüffender Weise die Faltung der penninischen Alpen in Phasen zergliedert. In jenem grossen Gebiete können prinzipielle Fragen gelöst werden. Die helvetischen Alpen sind ja doch nur eine Dépendence der penninischen, und es wird früher oder später gelingen müssen, die Wirkungen der Revolutionen in den mächtigen penninischen Decken, die verschiedenen Phasen der Unterschiebungen auch dem vorgelagerten, aufgewühlten und weggeschobenen helvetischen Lande aufzufinden. Doch dazu sind wir heute noch nicht gelangt.

---

Damit glaube ich die wesentlichsten Züge, die in den Querprofilen der Zentralschweiz zum Ausdruck kommen, erwähnt zu haben und möchte nun versuchen, die Aufmerksamkeit auf die Form der *Längsprofile* zu lenken, die für das Verständnis des ganzen Strukturbildes von grösster Bedeutung sind. Nur auf den Querprofilen empfinden wir das verwirrende Chaos der Decken «peinlich», im Längsprofil wird unser Gebirge dagegen wieder einfach und übersichtlich.

Schon lange weiss man, dass die Decken und ihr autochthoner Untergrund im Längsverlauf langsam auf- und absteigen. In den aufragenden Partien, die wir *Kulminationen* nennen wollen, sind die höchsten Decken zuerst abgetragen worden und die tiefen zum Vorschein gelangt; in den Depressionen dagegen, die als schiefe Quermulden den Alpenkörper durchsetzen, waren die höchsten Decken am ehesten vor der Abtragung geschützt und sind daher an diesen Stellen am häufigsten erhalten geblieben.

Vom Aostatal an steigen die penninischen Decken in ihrem Streichen ostwärts langsam an und erreichen zwischen Simplon

und dem nördlichen Tessin ihren Höhepunkt. Die höheren Walliserdecken verschwinden eine um die andere. Ihre mesozoische Unterlage und die nächst tiefere Decke kommen zum Vorschein. Jenseits der Kulmination, das heisst östlich des Tessins, sinken alle Decken wieder zur Tiefe, und je weiter wir nach Osten fortschreiten, immer stossen wir wieder auf eine höhere Decke, die erhalten geblieben ist. Die allgemeine Kulmination der penninischen Decken liegt zwischen dem Simplon und dem nördlichen Tessin, hinter dem Aar- und Gotthardmassiv. Dort sind die tiefsten Decken entblösst worden. Hier ist der tektonisehe Höhepunkt des ganzen Alpenbogens.

Auch die Zone der autochthonen Massive zeigt ein intensives Auf- und Absteigen der Axen. Die Depression zwischen Montblanc- und Aarmassiv, in der die helvetischen Decken von der Wurzel bis zur Stirn erhalten sind, ist schon lange bekannt. In ihr zeigen auch, wie die Forschungen von *Argand* lehren, die penninischen Decken ein unbehindertes Vorrücken, während sie hinter dem Montblanc- und Aarmassiv zurückgehalten wurden. *Die Massive wirkten also schon zur Zeit der grossen Schübe als Widerstände auf die herandrängenden Decken, hinter denen sie zurückgehalten wurden und sich aufstauen mussten.*

Welchen Verlauf der Scheitel der Südzone des Aarmassivs nahm, können wir nicht sagen. Wohl aber lässt sich die Strukturoberfläche des Nordmassivs einigermassen rekonstruiren. Nach dem Verlaufe des Jungfrauks und der Einfaltungen bei Innertkirchen lässt sich durch Konstruktion ableiten, dass in der Gegend des Haslitals eine flache Einsenkung im Nordrand des Massivs auftritt. Es ist allerdings nicht sicher, ob wir diese Einsattelung auf das ganze Massiv ausdehnen dürfen. Dadurch würde eine Wölbung des westlichen Aarmassivs von einer Wölbung des östlichen durch eine schwache Einsenkung getrennt. Die westliche wollen wir mit I, die östliche mit II bezeichnen.

In der Windgälle taucht das Erstfelder Massiv ostwärts unter, am Tödi und im Limmernboden das Aarmassiv. Das Gefälle der Gneisoberfläche beträgt in axialer Richtung 15 bis 20°. Nach dem Verlauf der autochthonen Sedimente muss die

Gneissoberfläche in der Gegend des Segnespasses am tiefsten liegen, wohl ungefähr auf Meeresniveau. Nochmals taucht der Gneiss im Osten in der kleinen Kulmination bei Vättis auf, die wir mit III bezeichnen.

Von dort an fällt die Oberfläche des hercynisch gefalteten Untergrundes definitiv ab und erreicht in dieser Zone des Alpenkörpers nirgends mehr die Tagesoberfläche.

Betrachten wir den *Verlauf der helvetischen Decken* im Längsprofil, so finden wir auch hier Kulminationen und Depressionen.

Wir wollen den Längsverlauf der helvetischen Decken zunächst in derjenigen Zone verfolgen, die dem *Nordrand des Aarmassivs unmittelbar benachbart ist*.

Die Depression I/II (Haslidepression) ist sehr deutlich ausgeprägt. Ostwärts steigen die Faltenachsen rasch an, wie auf der geologischen Spezialkarte Engelberg-Meiringen deutlich zum Ausdruck kommt. Der Höhepunkt, d.h. die Kulmination II, liegt zwischen Uriotstock und Reusstal. Nicht nur die Faltenachsen, auch die Deckenbasis hat sich rasch gehoben. Weiter gegen Osten gelangen wir wieder abwärts in eine Depression, die derjenigen zwischen II und III im Massiv nicht direkt entspricht. Der tiefste Punkt in diesem Längsprofil liegt hier in der Gegend der Schächentaler Windgälle. Nach einigen Unregelmäßigkeiten erreicht man in langsamem Anstieg weiter gegen Osten eine dritte Kulmination etwa in der Gegend des Spitzmeilen. Ueberall sehen wir, dass die Faltenachsen in den verschiedenen übereinander liegenden Decken gleiches Auf- und Absteigen zeigen, ebenso auch die Unterfläche der Decken, soweit sie sichtbar ist. Differenzen entstehen da, wo eine Decke im Streichen an Mächtigkeit rasch abnimmt und ihre Rolle von einer andern übernommen wird.

Jenseits der dritten Kulmination senkt sich das Gebirge rasch und intensiv nach Osten und erhebt sich erst östlich des Rheines wieder. Wir stossen hier somit auf eine neue Depression (III/IV).

Verfolgen wir nun auch das *Längsprofil durch den nördlichen, vorwiegend kretazischen Teil der helvetischen Decken*, etwa in der Axe der Absenkungszone.

Der Brienzergrat enthält eine flache Kulmination, entsprechend I. Die Depression I/II ist in der Gegend nördlich des Brünig schwach angedeutet. Von Sarnen an erheben sich alle Axen gegen Osten rasch, um zwischen Seelisberg und Frohnalpstock die Kulmination II zu erreichen. Jenseits steigen sie ebenso rasch wieder zur Tiefe, um in der Gegend von Iberg die Depression II/III zu bilden. Der rasche Anstieg, der sich nun gegen Osten einstellt, entblösst nacheinander die tiefen Stirnteile der Drusbergdecke. Südlich Wesen erreichen wir den höchsten Punkt, also auch hier eine dritte Kulmination. Hernach folgt ein rascher Abfall gegen das Rheintal. Die Oberfläche der Säntisdecke erreicht das Niveau des Rheintals und verläuft bei Feldkirch horizontal. Dort stehen wir in einer Depression. Die vierte Kulmination stellt sich im Vorarlberg bei Au ein.

Das *Auf- und Absteigen der Randkette* wurde von *C. Burckhardt* und *Arnold Heim*, ferner auch von *Buxtorf* eingehend studiert. Wie schon *F. J. Kaufmann* dargetan hatte, steht die Randkette gänzlich unter dem Einfluss der *Nagelfluh-Zentren*. Diese wirkten als Widerstände auf die heranrückenden Decken. Im allgemeinen betrachtet, finden wir in unserem Alpenvorland drei grosse Nagelfluhmassen, die des Napf, die des Rigi und die des Zürcher Oberlandes und der St. Galler und Appenzeller Vorberge.

Diesen drei Zentren entsprechen mehr oder weniger genau drei einspringende Winkel in der Randkette, die nicht blosse Erosionsformen sind.

Der westlichste Winkel bei Thun entspricht einer Depression der Faltenachsen, auf deren Deutung hier nicht näher eingegangen werden kann. Im allgemeinen liegt jedoch die flache Wölbung I der Randkette hinter dem Napfmassiv, etwa bei Schangnau. Der einspringende Winkel ist dort nicht sehr deutlich.

Hinter dem Rigi ist der einspringende Winkel dagegen äusserst prägnant. Schräge Längsbrüche verursachen dort eine Längsstreckung der Randkette an der Stelle, wo sie besonders intensiv an den Nagelfluhklotz angepresst wurde. *Mit der Nagelfluh des Rigi fällt die Kulmination II, die auch in der Randkette fühlbar ist, zusammen.*

Die Kulmination III der Kreideketten bei Wesen fällt deutlich vor die östlichste Nagelfluhmasse. Dort stösst man in der Randkette auf eine Region mit intensiven Längsstreckungen.

Im Säntis wölben sich die Falten nochmals hoch empor und tauchen dann insgesamt in die folgende tiefe Depression hinab, um sich dann im Vorarlberg teilweise wieder zu erheben.

In der Randkette haben wir somit eine Zone vor uns, in der die Einflüsse des Vorlandes, insbesondere die der Nagelfluhsporne, ausserordentlich intensiv waren. An diesen Hindernissen haben sich die Ketten aufgebäumt und ihre Scheitel haben sich meistens gehoben. Auch wurden sie an diesen Stellen zurückgehalten. Unter den Deformationen, die in dieser Situation entstanden sind, spielt die Längsstreckung eine grosse Rolle.

So liegt der Zusammenhang der Kulminationen in den randlichen Ketten der Zentralschweiz mit den Nagelfluhmassen auf der Hand.

Für die weiter alpeneinwärts gelegenen Zonen kann aber dieses Moment nicht mehr geltend gemacht werden. Im Innern des Gebirges ist für die Entstehung der Kulminationen und Depressionen die Konfiguration der Massive von grösster Bedeutung. Wir sehen, dass die penninischen Decken von den Massiven beeinflusst werden. Die Massive wirkten gegen diese südlichen Decken als Widerstände. Zwischen Montblanc- und Aarmassiv sind die Gneissdecken weiter vorgedrungen, ebenso wie die lepontinischen Massen der Präalpen.

Auch die helvetischen Decken zeigen deutlich den Einfluss der Massivwiderstände.

*Einmal sind die helvetischen Decken ihrer Zahl nach in den Depressionen zwischen den Massiven am vollständigsten entwickelt, besonders reichlich die tieferen, dann aber lässt sich auch direkt ein Vorrücken des Scheitels der Decken über der Massivdepression, z. B. am Segnespass, nachweisen.*

*Vergleicht man die Kulminationen in den Decken mit denen der Massive, so fallen folgende Unterschiede ohne weiteres auf:*

Die Längswölbungen sind in den Decken im Ganzen viel schwächer als im Massiv. Die Absenkungszone hebt sich in der

Längsrichtung im allgemeinen nicht mit dem Massive; wohl sind hier die Kulminationen in ähnlicher Lage wie im Massive vorhanden, doch ist eine direkte Verbindung nicht immer sicher. Vor allem muss auffallen, dass die Kulminationen und Depressionen nicht immer direkt quer zum Streichen des Gebirges verlaufen. Von grosser Bedeutung sind, wie schon hervorgehoben wurde, die Depressionen zwischen den Massiven. Hier ist die Zahl der Decken am grössten. Vor den Massivwölbungen reduziert sich ihre Zahl von unten nach oben. Auch dieser Umstand ist auf die stauende Wirkung des Massivs zurückzuführen.

Ueberblicken wir nochmals die Längsprofile, so können wir drei Einflüsse konstatieren, die wir bei der Beurteilung der Kulminationen und Depressionen<sup>1</sup> zu berücksichtigen haben:

1. Die Wirkung der Massive als vorherbestehende durch alte Faltung versteifte Klötzte, die sich auf sämmtliche Decken geltend macht. Wir konstatieren eine stauende Wirkung auf die penninischen Decken und einen modifizierenden Einfluss, nämlich eine Auslese der darüber hinweggehenden helvetischen.
2. Die stauende Wirkung der Nagelfluhzentren am Alpenrand.
3. Die Veränderung der bereits gebildeten Kulminationen und Depressionen durch die Erhöhung und das Vordringen des Aarmassivs.

Naturgemäß muss es zu einer Wechselwirkung und Interferenz dieser Faktoren kommen. Auf manchen Linien konzentrieren sich alle drei Wirkungen, so auf der Linie der Kulmination II, die vom Tessiner Scheitel bis zum Rigi führt. Die Depression II/III verläuft ganz schräg durch das Gebirge und ist nicht einheitlich.

Aus allen diesen Erörterungen geht hervor, dass die *Kulminationen keine nachträgliche Deformationen sind, vor allem nicht Vertikalbewegungen ihre Entstehung verdanken, sondern mit dem Faltungsprozess und dem Andrang der Decken aufs Engste verknüpft sind*. Die tiefste Ursache liegt aber noch weiter zurück

<sup>1</sup> Argand hat kürzlich für diese Phänomene die Bezeichnung *Segmentation* geschaffen.

als der tertiäre Faltenvorgang und ist in dem verschiedenartig in Klötze zerteilten, karbonisch gefalteten Untergrund zu suchen.

Es ist nicht möglich im Rahmen eines Vortrages die Entwicklung des alpinen Strukturbildes zu schildern. Nur einen Punkt möchte ich zum Schlusse noch herausgreifen, nämlich die Beziehung zwischen *der Längsgliederung des Gebirges und der Anlage der Täler*.

Für die *ursprüngliche Entwässerung* spielen die quer zum Gebirge verlaufenden Depressionen eine grosse Rolle. Sie dirigieren in erster Linie die sich bildenden Quertäler. Für eine grosse Zahl von Tälern der westlichen Alpen hat *Lugeon* gezeigt, dass ihre Mündung mit axialen Depressionen in den Falten zusammenfallen. So können wir uns vorstellen, dass die ältesten Täler der Schweizeralpen, die der Molassezeit, teilweise von den Depressionen dirigiert worden waren. Die *Hauptabtragung* erfolgte aber damals, wie auch später in den aufragenden Teilen des Gebirges, *in den Kulminationen*. Es ist wohl kein Zufall, dass *die drei Nagelfluhzentren vor den drei Kulminationen der helvetischen, resp. penninischen Alpen liegen*. Die Kulminationszonen lieferten die Geschiebemassen; je bedeutender die Kulmination, um so bedeutender war die Abtragung. So liegt die grösste Nagelfluhmasse vor der Wölbung I, die des Rigi vor II und die der Zürcher und St. Galler Voralpen vor III.

Für die pliocäne Faltungsphase war diese Gruppierung von grosser Bedeutung, indem die innern Widerstände (die Massivkulminationen) mit den äussern (den Nagelfluhzentren) in *eine Querprofilinie* fallen konnten. Dies gilt besonders für die Kulmination II, die Reusswölbung.

Was schliesslich die *Lage der gegenwärtigen Täler der Zentralschweiz* anbelangt, so können wir keine einfache Gesetzmässigkeit, keinen direkten Zusammenhang mit der Längsgliederung des Gebirges erkennen.

Zwar verlassen Aare und Rhein das Gebirge in Depressionen, ähnlich wie viele Täler der westlichen Alpen, Reuss und Linth münden dagegen in Kulminationen.

Vergleicht man die verschiedenen Talläufe im Innern der

helvetischen Alpen, so fällt uns ihre Heterogenität noch mehr auf.

Das Reusstal folgt ungefähr der Wölbung II, das Muotatal liegt zum grössten Teil in einer Depression, seine Mündung weicht aber vor den Klippen der Mythengruppe nach links aus und verlässt die Depression.

Linth- und Sernftal bewegen sich zunächst ebenfalls in einer Depression (einer Teildepression von II/III). Die Mündung des Tales ins Vorland fällt aber wieder in eine Kulmination.

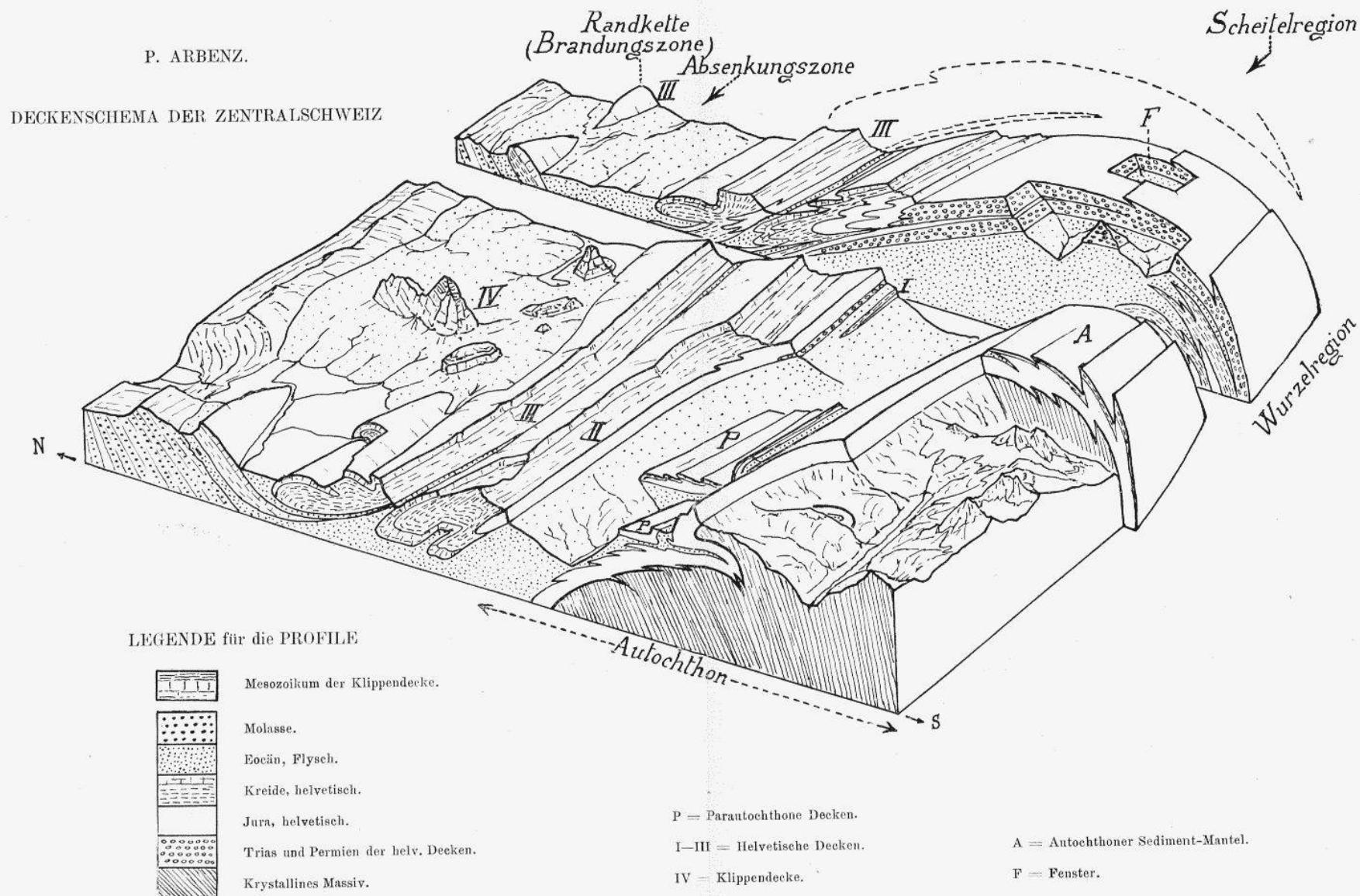
Das Rheintal fällt von Buchs an mit einer Depression zusammen.

Von den zahlreichen *Längstälern*, deren Betrachtung uns aber zu weit von unserm Thema wegführen würde, gehören eine ganze Anzahl zu sog. *subsequenten Deckenrandtälern*. Ihre Form und Anordnung steht mit dem Gebirgsbau in engstem Zusammenhang. Dort ist jedoch nicht die Längsgliederung, sondern die Quergliederung das ausschlaggebende Moment.

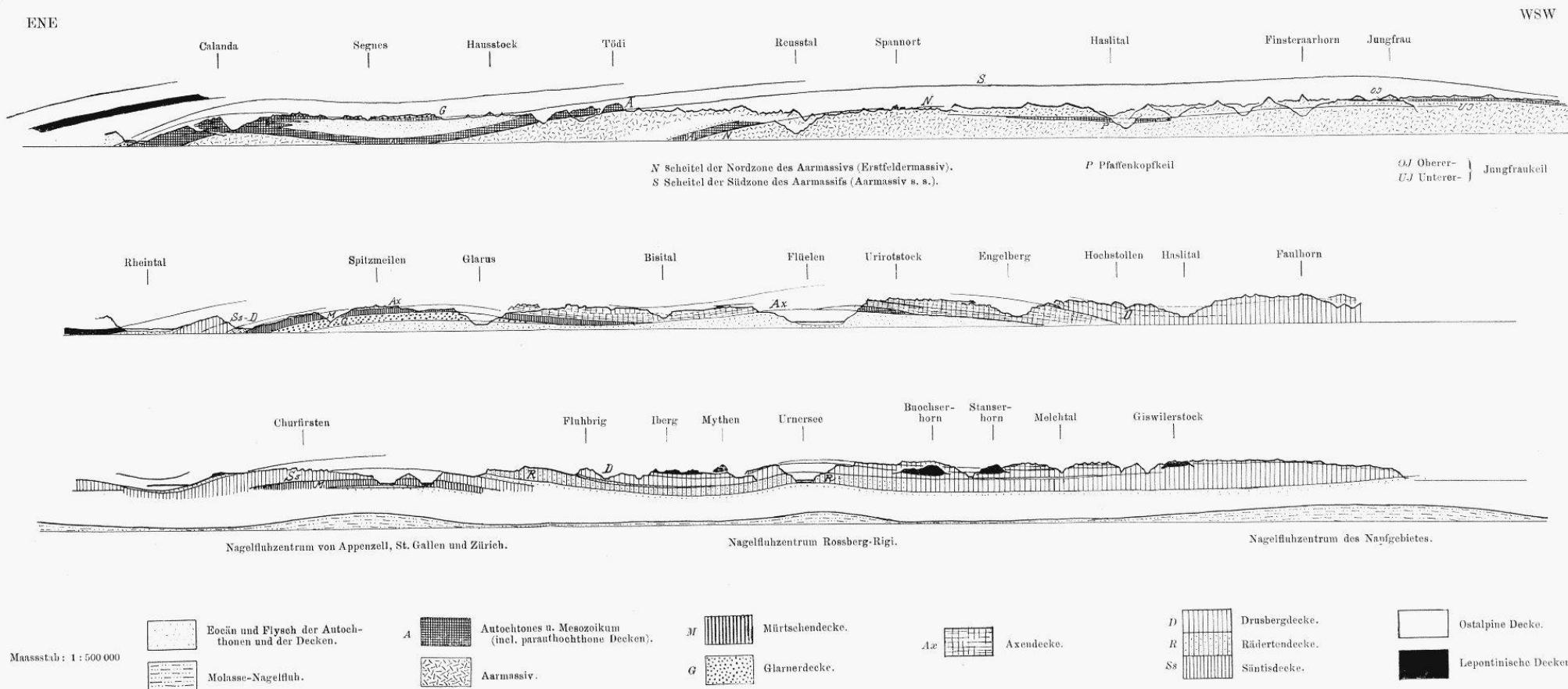
So sehen wir, dass die tektonische Längs- und Quergliederung des Gebirges in sehr verschiedenartiger Weise die Anlage der Täler und den Gang der Abtragung beeinflusst.

Verwickelt und reich an Etappen ist die geologische Geschichte des Alpenkörpers; kompliziert verschlungenen Wegen folgte die Abtragung. Wir haben in einem kleinen Gebiete gesehen, wie sich verschiedene, ungleich altrige Bewegungen im Strukturbild des heutigen Gebirges erkennen lassen und wie zur Zeit der letzten tektonischen Bewegungen das Gebirge sich an seinen Abtragungsprodukten, der Nagelfluh, ungleichmässig staute, entsprechend der ungleichmässigen Verteilung der verfestigten Nagelfluhmassen. Wir sahen ferner, wie diese Verteilung in gewissem Zusammenhang mit der allgemeinen Längsgliederung des Gebirges überhaupt steht, und wie diese Gliederung selbst wieder von der Anordnung restistenter Massen höheren Alters bestimmt wurde. Auf Grund einfacher mechanischer Vorstellungen, durch Vergleich mit einer bewegten, plastischen Masse, die sich an verschiedenen Hindernissen staut, ist uns das Werden des Gebirges verständlicher geworden.

Ungeheuer war der Fluss der Lithophäre im ganzen Alpen-



P. ARBENZ. — LÄNGSPROFILE DURCH DIE HELVETISCHEN ALPEN DER ZENTRAL- UND OST SCHWEIZ



gebirge, den Karpathen und dem Apennen. In dem kleinen Teile der Alpen, der uns heute beschäftigte, stossen wir nur auf die Vorposten der grossen Bewegungen der südlichen Alpen. Deutungen und Probleme, die dort gereift sind, konnten hier ihre Anwendung und Erweiterung finden. So vervollständigte sich uns das Bild vom Bau der Zentralschweiz in hohem Masse, und gleichzeitig erlangten wir auch eine genauere Vorstellung von den aufeinandefolgenden Bewegungen. Die Analyse der Strukturformen ermöglichte auch eine Analyse der tektonischen Geschichte des Gebirges (9).

#### ZITIERTE ARBEITEN

1. M. BERTRAND. Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. *Bull. Soc. géol. de France* (3) XII, p. 318, 1884.
2. H. SCHARDT. Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen. *Verh. d. Schweiz. naturf. Ges.*, 1897; *Ecoglae V*, p. 233, 1898.
3. M. BERTRAND et H. GOLLIEZ. Les chaînes septentrionales des Alpes bernoises. *Bull. Soc. géol. de France* (3) XXV, p. 568, 1897.
4. M. LUGON. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. de France* (4) I, p. 723, 1901 (1902).
5. LUSSER. Geognostische Forschung und Darstellung des Alpendurchschnitts vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. *Denkschriften (alte) der Schweiz. natf. Ges.* I, Abt. 1, 1829.
- Nachträgliche Bemerkungen zu der geognostischen Forschung und Darstellung des Alpendurchschnitts vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. *Neue Denkschriften* VI, 1842.
6. E. ARGAND. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Matér. Carte géol. Suisse*, nouv. sér. livr. XXXI, 1911.
- Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. *Ibid.*, livr. XXVII. Carte spéciale 64 et coupes, 1911.
- Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. *Bull. Soc. vaud. Procès-verbal*, 21 février 1912.
- Encore sur les phases de déformation des plis couchés de la zone pennique. *Ibid.*, 6 mars 1912.

- Sur le rythme du proplissement pennique et le retour cyclique des encapuchonnements. *Ibid.*, 20 mars 1912.
  - Sur le drainage des Alpes occidentales et les influences tectoniques. *Ibid.*, 3 avril 1912.
  - Le faîte structural et le faîte topographique des Alpes occidentales. *Ibid.*, 17 avril 1912.
  - Sur la segmentation des Alpes occidentales. *Ibidem*, XLVIII, p. 345 (1<sup>er</sup> mai 1912).
  - 7. W. STAUB. Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. *Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz*, neue Folge XXXII, mit geol. Spezialkarte N° 62. 1911.
  - Beobachtungen am Ostende des Erstfelder Massives. *Geol. Rundschau* III, p. 310, 1912.
  - 8. A. BUXTORF. Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. *Geol. Karte d. Schweiz*. Erl. heft N° 9, 1910. (Tektonische Karte).
  - 9. P. ARBENZ. Der Gebirgsbau der Zentralschweiz, *Vierteljahrsschrift d. natf. Ges. Zürich*, Protokoll vom 4. Dez. 1911.
-