

Beobachtungen am Ostende des Erstfeldermassivs.

Von **Walther Staub** (Zürich).

(Mit 1 Tafel u. 1 Textfigur.)

Literatur.

1. ARBENZ, P.: Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. Sitzungsber. der Naturforschend. Gesellschaft Zürich. 4. Dez. 1911.
2. ARGAND, E.: Neuf coupes à travers les alpes occidentales. 1902—1911. Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales; carte structurale. 1902—1911. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXVII. 1911.
3. BEDER, R.: Über basische Eruptivgesteine im ostschweizerischen Verrucano. Diss. Zürich 1909.
4. BLUMENTHAL, M.: Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXXIII. 1911.
5. ESCHER, B. G.: Über die prätriadische Faltung in den Westalpen, mit besonderer Untersuchung des Karbons an der Nordseite des Toedi. Diss. 1911.
6. LUGEON, M.: Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoïques dans les alpes occidentales. C.-R. A.-S. 30. Okt. 1911.
— Sur quelques conséquences de l'hypothèse d'un dualisme des plissements paléozoïques dans les alpes occidentales. C.-R. A.-S. 13. Nov. 1911.
7. OBERHOLZER, J. und ALB. HEIM,: Geol. Karte der Glarner Alpen 1900 bis 1908. Herausgegeben von der geol. Kommission. 1910.
8. STAUB, W.: Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz. Lief. XXXII. 1911.
9. — Gebirgsbau und Talbildung im Schächental und Maderanertal. Ecl. geol. Helv. Vol. XII. Nr. 1912.
10. TOBLER, AUG.: Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. Verhandl. der Naturf.-Ges. Basel 1897.

I.

In der Arbeit über den Bau der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri (8) ist gezeigt worden, dass der autochthone Dogger im Reusstal eine vom Dogger der Windgällenfalte verschiedene Fazies aufweist, und dass die beiden Faziesarten durch eine etwa West-Ost verlaufende Aufwölbung des Erstfeldermassivrückens getrennt sind. Diese Beobachtung kann weiter verfolgt werden. Betrachten wir vorerst den Massivrücken.

Einer der wichtigsten Unterschiede im Aufbau zwischen dem zentralen Aarmassiv und dem ihm nördlich vorgelagerten Gastern-Erstfeldermassiv besteht darin, dass im Erstfeldermassiv das in die Gneise eingefaltete Karbon den Gneisen diskordant aufrucht, während z. B. die eingefalteten karbonischen Schiefer am Nordrand des Aarmassivs mit allmählichem Übergang der Schichten konkordant den Gneisen aufgelagert sind. Ähnlich wie im Aiguillerouge-Massiv findet sich im Erstfeldermassiv eingefaltetes Karbon sowohl auf der Nordseite (Urath, Wendenjoch), wie auf der Südseite (Tödi), wo es nach

B. G. ESCHER dem obersten Westfalien zuzuschreiben ist. Allein schon aus den ungleichen Lagerungsverhältnissen geht hervor, dass der Karbonzug am Bristenstock nicht die einfache Verlängerung des Karbons am Tödi darstellen kann.

Erstfeldermassiv und Aarmassiv werden nun nach sehr starker Einebnung zur Permzeit von transgredierenden mesozoischen Sedimenten überlagert, wobei sich nach Ausglättung der Windgällenfalte, die stratigraphischen Verhältnisse der Trias und des Jura für die Nord- und Südabdachung des Erstfeldermassivrückens im Reusstal wie folgt ergeben:

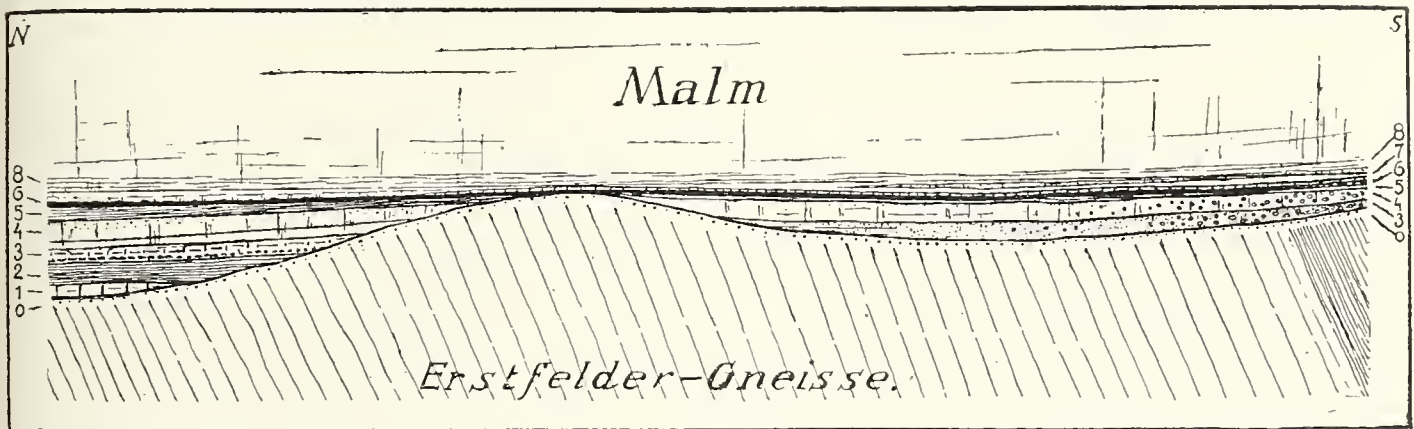


Fig. 1.

Länge 1 : 100 000.

Norwestliche Fazies (Reusstal).

9. Malm, bis 300 m zum Teil korallenlog.
8. Schiltschichten, an der Basis 1 m mächtig der gelbgefleckte Schiltkalk.
7. Nur oberhalb Amsteg, 60—70 cm gelbliche kalkige Schiefer mit zahlreichen Exemplaren von *Belemnopsis hastata* Montf.: Oxfordien als Erosionsrelikt.
6. Eisenoolith, ca. 3—4 m: Callovien.
5. Schwarze Tonschiefer mit *Parkinsonia* 8—15 m: Bathonien.
4. Obere Echinodermenbreccie, zuoberst mit Korallen, im untern Komplex als Kieselknauerschicht ausgebildet. Zahlreiche Trümmer von Rötidolomit, ca. 12—14 m: Bajocien.
3. Untere Echinodermenbreccie¹⁾, im untersten Teile mit einer eisen-

Südöstliche Fazies (Windgällenfalte).

9. Malm 80—300 m.
8. Schiltschichten, an der Basis 3½ m mächtig der Schiltkalk, ausgezeichnet durch dolomitische und kieselige Einlagerungen.
7. Gelbliche Schiefer und Kalk 60 cm mächtig, mit *B. hastata*, *Peltoceras Constanti* d'Orb etc.: Oxfordien als Erosionsrelikt.
6. Eisenoolith, stellenweise mit zahlreichen Porphyrgeröllen, 4 m: Callovien.
5. Schwarze Tonschiefer, 6—7 m: Bathonien, stellenweise fehlend.
4. Echinodermenbreccie m. zahlreichen Rötidolomittrümmern und stellenweise Porphyrgeröllen, ca. 12 m: Bajocien.
3. Eisenschüssige, sandige Schiefer stellenweise mit zahlreichen Por-

¹⁾ Die Unsicherheit, ob die untere Echinodermenbreccie im Reusstal der Murchisonaezone zuzurechnen sei, ist von Herrn cand. geol. Van der Ploeg in Zürich bei seinen Untersuchungen in der Schlossberg-Spannortkette geklärt worden. Es sei an dieser Stelle auf die demnächst erscheinende Arbeit von Herrn van der Ploeg (Ecl. geol. Helv.) hingewiesen.

- | | |
|---|---|
| <p>schüssigen, zur Murchisonaezone gehörenden Makroolithenschicht, ebenfalls mit zahlreichen Trümmern von Rötidolomit, 6—10 m.</p> <p>2. Opalinustonschiefer, im Reusstal oberhalb Silenen ausgehend, 14 bis 0 m, mit 3 zusammen: Aalenien.</p> <p>1b. Lias fehlend.</p> <p>1a. Quartenschiefer, einzig im Bockitobel vorhanden.</p> <p>1. Rötidolomit oberhalb Erstfeld ausgehend, 13—0 m.</p> <p>0. Aufbereitungsschicht ca. 4 m, dem Bundsandstein entsprechend.</p> | <p>phyrgeröllen, nach Osten in den Eisensandstein übergehend, 3—18 m.</p> <p>2. Opalinusschiefer erst am Hüfigletscher auftretend, mit 3 zusammen: Aalenien.</p> <p>1b. Lias fehlend, am Tödi?</p> <p>1a. Quartenschiefer fehlend, am Tödi?</p> <p>1. Rötidolomit, erst östlich vom Hüfigletscher auftretend.</p> <p>0. Aufbereitungsschicht, ca 3 m, dem Buntsandstein entsprechend.</p> |
|---|---|

Diese Trennung in eine dem Gastern-Erstfeldmassivrücken nördlich angelagerte Doggerfazies mit der unteren Echinodermenbreccie über den Opalinusschiefern und in eine südöstlich von diesem Massivrücken sich ausbreitende Fazies mit dem Eisensandstein lässt sich auch in westlicher und östlicher Richtung vom Reusstal auffinden.

So kann nach TOBLER (10) die nordwestliche Fazies mit der Echinodermenbreccie im Aalenien westlich vom Reusstal im Erstfeldertal, im Engelbergertal und im Gadmental verfolgt werden, während die südliche Fazies mit dem Eisensandstein und dem Fehlen der Kieselknauer an der Basis des Bajocien bei Färnigen im Maiental, an der Sandalp, bei Vättis und am Calanda auftritt. Während der Trias- und Jurazeit bildet also das Gastern-Erstfeldmassiv eine trennende Schwelle zwischen einem nördlichen Faziesbecken, welches sich bis zum Schwarzwald ausdehnt und einem südlichen schmalen Becken, welches sich zwischen Erstfeldermassiv und Aarmassiv (wenigstens bis Färnigen) hinzieht. Schärfer, als es bis dahin der Fall gewesen ist, haben wir also vom Aarmassiv redend zwei Teile zu unterscheiden: Ein nördliches Gastern-Erstfeldmassiv und ein südliches „zentrales“ Aarmassiv.

Der Dogger der parautochthonen Decken am Ostende des Aarmassivs (Kammlistockdecke, Glarnerdecke, Mürtschendecke) zeigt dieselbe Fazies wie im Windgällengebiet. Hier, am Ostende des Aarmassivs, bestand also auch schon zur Doggerzeit eine offene Verbindung des Meeres mit dem Süden. Während wir aber im Reusstal kein sicheres Anzeichen einer subaërischen Erosion des Erstfeldermassivrückens zur Doggerzeit auffinden können, deuten doch die zahlreichen Porphyngerölle im Eisenoolith, in der Echinodermenbreccie und in den eisensandigen Schiefern an der Windgälle darauf hin, dass dieser östliche Teil des Aarmassivs wenigstens zeitweise enunziert und dem Abtrag ausgesetzt war. Einer solchen Erosion auf dem Rücken des Aarmassivs müssen auch die zahlreichen Rötidolomitbrocken in den Echinodermenbreccien des Doggers und im Schiltkalk zugeschrieben werden.

Aus unserer Gegenüberstellung geht hervor, dass zu Ende der Malmzeit, die durch die Massivrücken geschaffenen Unebenheiten in unserem Profil bereits ausgeglichen waren. Das Oxfordien ist als Erosionsrelikt in einem Teile des Faziesbeckens zwischen Aarmassiv und Erstfeldermassiv erhalten. Sowohl in der Kreide-, wie in der Eozänzeit ist eine Beeinflussung der Fazies durch zwei getrennte Massivrücken nicht mehr nachzuweisen.

Am Ostende des Erstfeldermassivs fehlen Ablagerungen der Permzeit vollständig. Nur in der östlichsten Verlängerung vom Vättisermassiv, bei Vättis und bei Tamins sind sie bekannt (4, pag. 6). Am Nordostrand des Aarmassivs fehlen permische Sedimente ebenfalls. Der Verrucano der Glarnerdecke reiht sich erst südlich an das Aarmassiv an und bildet wohl einen grob- bis feinkörnig brecciösen, lateritischen, von Tuffmaterial reich gemengten, ersten Sedimentmantel des uns verborgenen granitischen Verbindungsstückes zwischen Aarmassiv und Gotthardmassiv. Ähnlich wie das Oberkarbon am Nordrand des Aaregranits (z. B. am Tscharren) wird der Verrucano des Glarnerlandes von Porphyrgängen und Stöcken und zuletzt von basischen Eruptivgesteinen durchsetzt. R. BEDER (3) hat diese letzteren untersucht und kommt am Schlusse seiner Arbeit zu dem Resultat, dass die basischen Eruptivgesteine des Verrucano als Spaltungsprodukte eines granitisch-dioritischen Magmas aufzufassen seien, von dem sich einerseits die Quarzporphyre, andererseits die quarzfreien basischen Gesteine abgetrennt haben.

II.

Schon bei der Bearbeitung der Erstfeldergneise ist auf den Unterschied aufmerksam gemacht worden, der zwischen der im Tertiär erfolgten mechanischen Beeinflussung der Gesteine um Erstfeld selbst und des Aaregranits und der ihm vorgelagerten Schiefer des Maderanertales besteht. Während nämlich die kristallinen Schiefer des Maderanertales eine sehr starke Schieferung aufweisen, Aplitgänge und Adern in diesen Schiefen häufig verworfen sind, zeigen die Erstfeldergneise um Erstfeld nur ein sehr schwach ausgeprägtes Clivage und nur eine seltene Störung der die Gneise durchsetzenden Gänge. Mit Ausnahme der Kalkeinfaltungen im Norden am Scheidnössli zwischen Erstfeld und Altdorf, zeigt die Auflagerung der mesozoischen Sedimente auf dem Erstfeldermassivrücken einen durchaus ebenen Verlauf. Die hauptsächlichste Bewegung dieses Massivs zur Tertiärzeit ging in vertikaler Richtung.

Bei Betrachtung des heutigen Erstfeldermassivs im Längenprofil erkennen wir, dass dasselbe an seinem Ostende im Gebiete des Reusstales mit etwa 20° Neigung nach Osten einfällt. Dieses Einfallen hat die Erhaltung einiger parautochthonen Falten und Decken über dem untertauchenden Massivrücken zur Folge. In welcher Weise

diese tektonischen Erscheinungen einst auch westlich vom heutigen Reusstal vorhanden waren, bleibt unserer Beobachtung entzogen. Die Bildung dieser parautochthonen Decken aber steht in engster Verbindung mit dem Andrängen des zentralen Aaregranits an den Erstfeldergrneisrücken und soll daher hier noch einmal einer kurzen Erläuterung unterzogen werden.

Betrachten wir zu diesem Zwecke zwei Querprofile durch die Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, die uns zugleich eine tiefere und eine höhere Gruppe dieser parautochthonen Bildungen darstellen. An Hand von Profil 2 lässt sich vorerst unschwer nachweisen, dass die Überschiebung von Malm auf Malm am Belmeten mit der Abscherung des autochthonen Doggers oberhalb Amsteg zusammenhängen muss. Diese Abscherung, welche quer zur Schichtung verläuft, hat zur Folge, dass die den Massivrücken direkt überlagernden Malmschichten gegen die Schichten des Belmeten schief abstossen. Oberhalb Amsteg verläuft die Überschiebung auf Doggerschiefern, welche aber bald auskeilen. Die Überschiebungsbreite beträgt ca. 2 km.

Südlich der Belmetenüberschiebung, jedoch an dieselbe angeschlossen, staut sich mit dem Vordrängen des Aaregranits die Windgällenfalte auf. Mit dem Vorwärtsrücken des Belmeten aber wandert auf seinem Rücken auch die Hohen Faulendecke nach Norden.

Eine der eigentümlichsten Erscheinungen, die wir nun im Gebiete der Windgälle antreffen, besteht darin, dass die Windgällenfalte und mit ihr die Hohen Faulendecke an ihren westlichen Verlängerungen bis zum Reusstal eine stark veränderte Streichrichtung aufweisen. Während nämlich auch noch die Unterlage des Hohen Faulen und der Windgällen, die Belmetenüberschiebung, das normale ca. SW—NO-Streichen der tertiären Ketten besitzt, verläuft das Westende der Stirnregion der Faulendecke ca. WNW—OSO, die Windgällenfalte selber ungefähr WSW—ONO mit einem starken Vorbränden des Malm in der grossen Windgälle. Die Erklärung dieser Erscheinung liegt wahrscheinlich in folgendem: Der alte Erstfeldermassivrücken verläuft im Gebiete des Reusstales ca. WSW—ONO, steht also in einem spitzen Winkel zur SW—NO-Streichrichtung der tertiären Ketten. Als nun die Windgällenfalte gegen das Erstfeldmassiv gedrängt würde, erlitt sie westlich vom heutigen Reusstal eine Hemmung durch das Massiv, während sie östlich in der grossen Windgälle über dasselbe hinweggleiten konnte (Profil 2). Dank dem Porphyrkern der Windgällenfalte erhielt dieses Vorbränden eine besondere Wucht, so dass die Falte gleich einer überstürzenden Woge nach vorn drängte und auch das Vorland noch weit bogenförmig nach Norden vorstossen konnte.

Der Anregung von Herrn Dr. P. ARBENZ folgend, suchte ich nun die Wirkung der Belmetenüberschiebung und der Windgällenfalte auch weiter nach Norden auf; so machte mich Herr Dr. ARBENZ be-

sonders darauf aufmerksam, es könnte das Wiederauftreten des Eozäns am „Axenmättli“, zwischen Flüelen und Sisikon an der Axenstrasse mit dem Vorrücken der Hohen Faulendecke zusammenhängen. Profil 2 erhellt das Gesagte und zeigt drei Einwicklungsvorgänge: Erstens wird die Hohen Faulendecke von der Windgällenfalte, zweitens der Wildflysch und drittens das Eozän der Axendecke von der Hohen Faulendecke überholt. Dabei scheint mir wahrscheinlich, dass das letzte Aufstauen der Windgällenfalte erst nach stärkerem Anwachsen des Widerstandes im Norden, also erst nach der Belmetenüberschiebung, erfolgt sei. Die Wirkung dieser Bewegungen geht aber noch weiter nach Norden. Die Gleichartigkeit, mit der die eben erwähnten Faltungen sich in der Richtung des tertiären Schubes nach Norden fortpflanzen, lässt vermuten, dass auch z. B. die Faltungen am Frohnalpstock und am Axengewölbe, endlich die Schuppung und die Überschiebung der Rigihochnfluh auf das Molasseland mit den letzten und jüngsten parautochthonen Bewegungen am Nordrand des Aarmassivs zusammenhängen. Horizontalschub im Süden, Stauwirkung der Nagelfluhzentren und der Molasse im Norden müssen Form und Anordnung der Falten in den helvetischen Ketten bedingt haben.

Verfolgen wir nun an Hand der geologischen Karte die Windgällenfalte nach Osten, so sehen wir ihren Gewölbeschenkel, wo der Porphyry zurückbleibt, ganz schwach in sich selbst einsinken. Hier liegt auf dem Gewölbeschenkel der Falte das Firngebiet des grossen Ruchen, dann verschwindet die Windgällenfalte nach Osten unter den Malmmassen der Kalkschyen und des Hälsiggrates, die zum Wurzelgebiet der Hohen Faulendecke gehören, immer noch als einfache liegende Falte. Eigenartig ist, wie auch auf Profil 1 angedeutet ist, die intensive Fältelung, welche der autochthone Dogger am Hüfigletscher erleidet, wo derselbe gegen den Rücken des Erstfeldermassivs gedrängt wird. Ich zählte hier 13 deutlich getrennte, kleine Falten des Doggers.

Der Malm des Belmeten tritt wieder im Malm des Brunnitales zutage und zeigt hier an seinem Nordrande eine Stirnumbiegung.

In der Hohen Faulendecke tritt nördlich vor der grossen Windgälle eine kleine, etwa West—Ost verlaufende Längsfalte auf. Das Grieserental folgt der Mulde dieser Falte. Verfolgen wir die Hohen Faulendecke nach Osten weiter, so stossen wir südlich vom Linthtal auf jenen eigenartigen, langgezogenen Malmkeil („Locherli“malm) oberhalb der Baumgartenalp (siehe 7), der ebenfalls durch die Überlagerung von Taveyannazsandstein ausgezeichnet ist. Möglicherweise stellt der „Locherli“malm jene ungestörte Form dar, wie sie vor der Überschiebung des Belmeten und vor Aufstau der Windgällenfalte der Hohen Faulendecke eigen gewesen sein muss.

Im Querprofil 2 bleibt noch der Unterschied hervorzuheben, der zwischen den Kalkeinfaltungen am Nordrand des Erstfeldermassivs (Scheidnössli) zwischen Erstfeld und Altdorf und den keilförmigen

Einfaltungen am Südrand des Massivs (Wurzelgebiet der Windgällenfalte) besteht. Es scheint, als ob die Einfaltungen im Norden des Massivs eine embryonal gebliebene Phase eines Faltungsprozesses seien, der im Süden ein viel grösseres Ausmass erlitten hat.

Zum Schlusse der Besprechung von Profil 2 sei noch auf die gewaltigen Massen von Altdorfersandstein, welche die normale Bedeckung der Nummulitenschichten des autochthonen und des Belmetenmalm darstellen, hingewiesen. Diese Sandsteine, denen heute allgemein oligozänes Alter zugeschrieben wird, besitzen in ihren obersten Partien zahlreiche, fladenweise eingestreute Partien von gröberem Kalk-, Quarz- und Dolomit-Geröllen und oft nur wenig gerundeten Gneisbrocken, welche auf der Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal als „exotische Blöcke“ ausgeschieden sind. Diese Gneisgerölle sind noch nicht genauer auf ihre Herkunft geprüft worden. Sie müssen aber von einem unweit südlich vom Erstfelder-massiv gelegenen Massivrücken herrühren, der schon am Ende der Oligozänzeit teilweise enunziert und dem Abtrag ausgesetzt war. (Oligozäne Faltungsphase!) Unmittelbar südlich an die Fazies des Altdorfersandsteines und durch Übergänge mit diesem verbunden, reiht sich als oligozäne Bedeckung des Aarmassivs der Taveyannazsandstein an, der heute ein charakteristisches Gestein der Hohen Faulendecke bildet.

Profil 1 zeigt uns folgendes: Über dem Malm und den Altdorfersandsteinen des Brunnitales erhebt sich die, an der Stirne stark gefaltete Masse von Taveyannazsandstein der Hohen Faulendecke. Der Malm dieser Decke bleibt in Form eines tektonisch reduzierten Kalkkeiles südlich im Liegenden des Sandsteines zurück und seine Verbindung mit dem Wurzelgebiet (Kalkschyen) wird einzig durch einen kleinen, völlig losgetrennten Malmfetzen (in der stark von Schutt bedeckten Ruchkehle) hergestellt. Der Taveyannazsandstein dagegen erleidet nicht dieselben Zerreißungserscheinungen wie der Malmkalk und bildet eine ununterbrochene Verbindung von Decke zu Wurzelgebiet.

Südlich der Faulendecke erhebt sich als grosse, liegende Falte die Windgällenfalte. Die Wirkung ihrer Bewegung, als letzter, jüngster gebirgsbildender Vorgang ist nicht zu verkennen und aus Profil 1 leicht zu ersehen. Bei ihrem Vordringen wurden Faulen-, Griesstock- und Kammlistockdecke nach Norden gestossen; ihr Aufstauen bewirkte die Zerreißungserscheinungen im Hohen Faulenmalm und die Aufrichtung der südlichen Teile des Griesstocks und des Kammlistocks. Infolge der hier geringeren Überschiebungsbreite der Windgällenfalte treten die Einwicklungserscheinungen in Profil 1 gegenüber denjenigen in Profil 2 zurück; sie lassen sich jedoch auch hier nachweisen. So werden die Nummulitenschichten der Faulendecke um ein wenig von der Windgällenfalte überholt; der Malmkeil der Faulendecke dringt noch um ein kurzes Stück in die ihn überlagernden

Taveyannazsandsteine ein und wird von denselben an seinem nördlichen Ende umhüllt. Endlich umhüllen Trias und Lias der Axendecke das nördliche Ende der Griesstockdecke.

Die Stirn der Faulendecke, die Griesstockdecke und auch die Kammlistockdecke ruhen auf Wildflyschschiefern, welche bald nesterförmig zusammengestaut, bald zu dünnen, langgezogenen Linsen und Schichten ausgewalzt sind.

Herkunft und Lagerungsverhältnisse der Griesstockdecke, des Lochseitenkalkes und der Kammlistockdecke sollen nun hier einigen Erörterungen unterzogen werden, welche sich vorwiegend auf Fazieserscheinungen der Kreide stützen. Diese Fazieserscheinungen können uns wohl Anhaltspunkte zur Lösung der schwierigen tektonischen Verhältnisse geben, müssen jedoch noch mit Vorbehalt aufgefasst werden. Vorausgesandt muss werden, dass die Annahme einer passiven Verfrachtung der Griesstockdecke an der Basis der Axendecke auch hier aufrecht erhalten bleibt.

So oft ich die Klausenstrasse hinaufging und die grosse Ähnlichkeit in Fazies und Mächtigkeit der Kreide, ferner das fast gleichzeitige Auskeilen der Griesstockdecke und des Lochseitenkalkes oberhalb „Windeggen“ am Klausentunnel sah, schien mir, es müsse eine engere Beziehung zwischen diesen beiden tektonischen Gliedern bestehen, als zur Stunde angenommen wurde. Im „Mechanismus der Gebirgsbildung“ galt die Griesstockdecke für ALB. HEIM als lokale Verdickung des Lochseitenkalkes, welcher wiederum den verkehrten, ausgewalzten Mittelschenkel der Glarner Doppelfalte darstellen sollte. Durch Beobachtungen von J. OBERHOLZER aufmerksam gemacht, der bei den Hütten von Unterbalm am Klausenpass zwischen Lochseitenkalk und Griesstockdecke Nummulitenkalk auffinden konnte, trennte dann 1906 ALB. HEIM den Lochseitenkalk als verkehrten Mittelschenkel der Axendecke von der darunterliegenden Griesstockdecke ab. Diese Trennung der beiden tektonischen Einheiten durch eozäne Schichten steht heute ausser Zweifel.

Sowohl der Karte der Glarneralpen (7) wie meiner Karte (8) ist nun zu entnehmen, dass die Verbreitung des Lochseitenkalkes vom Typus des Klausenpasses mit der Verbreitung der Griesstockdecke zusammenfällt. Wie bereits nachgewiesen worden ist (8, pag. 69), reicht der Lochseitenkalk an der Nordabdachung des Gemsfayrenstockes nicht bis zu Speichstock und Teufelsstöcke, sondern nur bis zu ca. 2600 m Höhe hinauf. Ferner transgredieren die eozänen *Nummulina complanata*-Kalke am Scheerhorn und am Griesstockgipfel über Seewerkalk, nahe der Kammlialp über Gault und an der Klausenstrasse über Schrattenkalk. Oberhalb der Klausenstrasse lässt sich im Lochseitenkalk wohl eine normale Auflagerung von unterer Kreide, Drusbergschichten und Schrattenkalk über dem Malm auffinden, Gault und Seewerkalk fehlen aber vollständig. Die mehr neritische Fazies des Malm mit den sandig-kieseligen Einlagerungen, wie seine

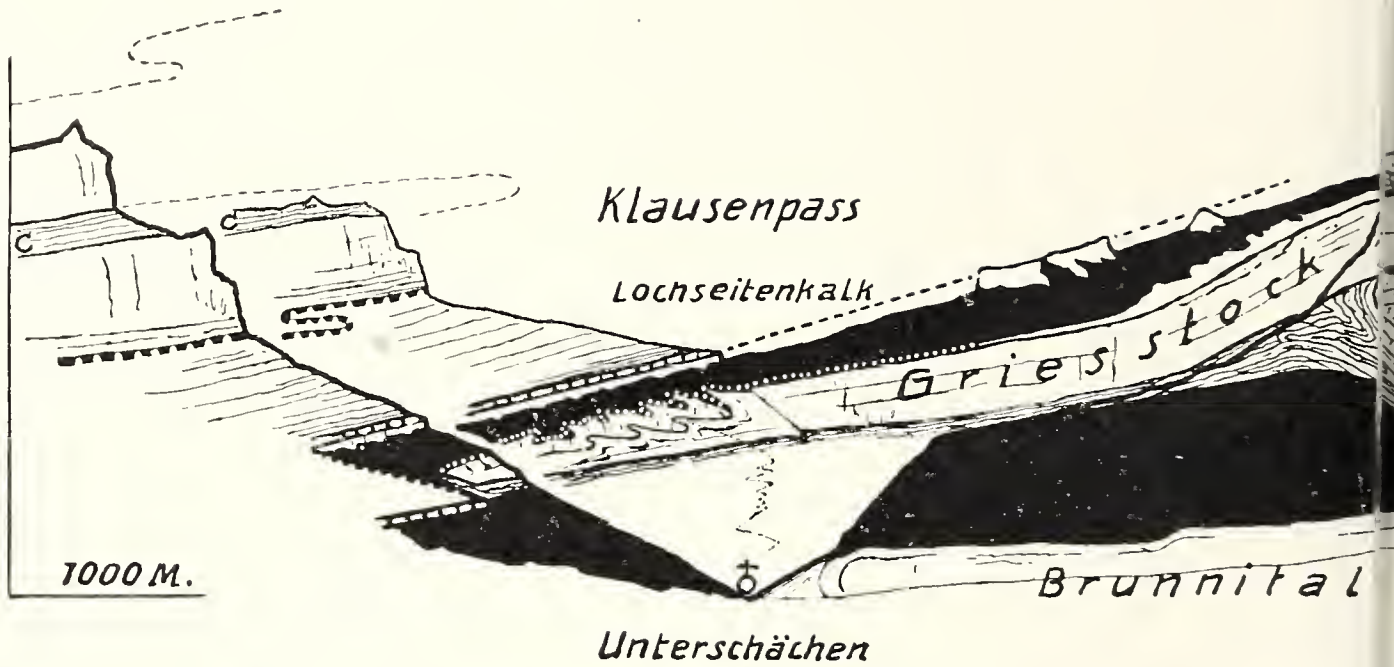
Mächtigkeit, ferner das Fehlen des Gault in der ganzen Ausbreitung des Lochseitenkalkes, stützen nun die Auffassung, der Lochseitenkalk reihe sich ursprünglich nördlich an die Griesstockdecke an. Ob er dabei ein nördlich abgelöstes Stück der Griesstockdecke selber sei, oder ob beide schon zu Beginn ihrer Verfrachtung an der Basis der Axendecke getrennt auftreten, bleibt dahingestellt. Diese Beobachtungen führen aber zur Folgerung, dass die Griesstockdecke wohl um den Betrag von etwa 3 km (Belmetenüberschiebung, Windgällenfalte) unter den Lochseitenkalk unterschoben sein muss. Eine solche Unterschiebung erklärt uns nun auch die starken Verfaltungserscheinungen und vor allem das Abzerren von ganzen Kreidepaketen an der Oberfläche der Griesstockdecke. Ihre Annahme würde auch dann noch aufrecht erhalten bleiben, wenn sich eine südlichere Herkunft des Lochseitenkalkes erweisen liesse. Das letzte Aufstauen der Windgällenfalte bewirkte ein Abgleiten der Axendecke auf der Oberfläche des Lochseitenkalkes nach Norden. Bei dieser Bewegung wurde der Lochseitenkalk ebenfalls ein Stück nach Norden gedrängt. Diese letzte Bewegung aber gab den Fältelungen der eozänen Schichten an der Basis des Lochseitenkalkes ihre heute nach Norden überliegende Form.

Die Kammlistockdecke unterscheidet sich von der Griesstockdecke in der Hauptsache darin, dass ihre Stirnumbiegung und damit ihre nördliche Begrenzung unzweideutig erhalten ist. Auch in dieser Decke scheinen Gault und Seewerkalk zu fehlen. Malm und Dogger besitzen die südöstliche Fazies der Windgällenfalte. Auch hier stützen also stratigraphische Gründe die Auffassung, die Kammlistockdecke stelle eine tiefere parautochthone Decke dar, welche nördlich von der Griesstockdecke wurzelt. Einer der letzten Faltungsvorgänge müsste demnach auch die Kammlistockdecke über den südlichen, von seiner Wurzelregion schon weit abgezerrten Teil der Griesstockdecke emporgehoben und diesen z. T. eingewickelt haben. Mit Hilfe der Annahme einer Einwicklung der Griesstockdecke durch die Kammlistockdecke wird vielleicht auch das Auftreten von oberer Kreide (Griesstockkreide?) über dem Eozän der Kammlistockdecke am Clariden und Gemsfayrenglat verständlicher.

Ähnlich den beiden parautochthonen Deckenbildungen, welche von M. BLUMENTAL (4, pag. 53) unter der Überschiebung der Glarnerdecke im Gebiet der Ringel-Segnesgruppe nachgewiesen worden sind, hätten wir auch in der Umgebung des Klausenpasses unter der Überschiebung der Axendecke zwei hauptsächlich tektonische Glieder zu unterscheiden: Lochseitenkalk und Griesstockdecke, welche die Rolle der Tschepp-Flimsersteinfalte übernehmen und die Kammlistockdecke, welche in der Panära-Calandafalte ein Äquivalent finden würde. Durch das Anschieben des zentralen Aaregranits im Süden besitzen aber in unseren Profilen die letzten parautochthonen Bewegungen eine viel grössere Wucht als im Calanda- und Ringel-

Geologische Rundschau. Bd. III.

NNW Schächentaler
Windgälle



1. Querprofil durch den östlichen Teil der Gebirge

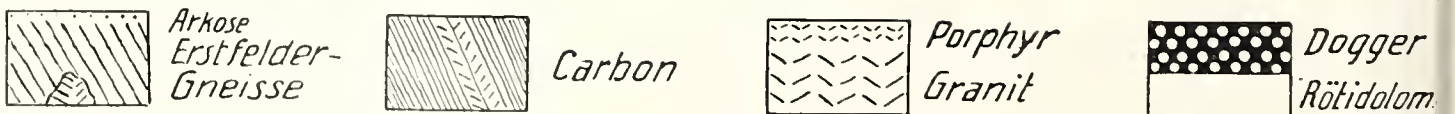
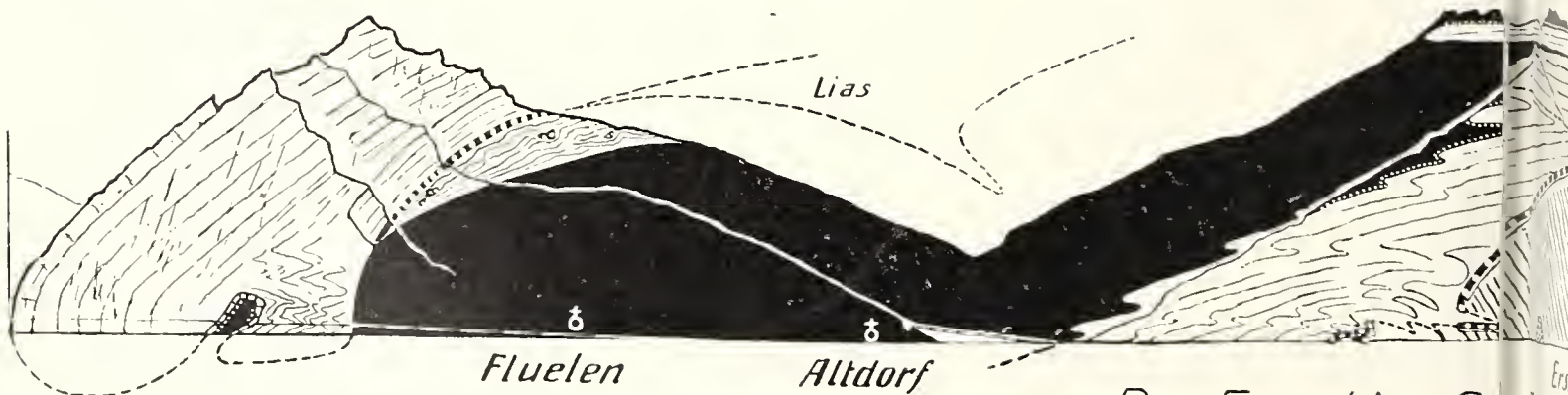
NNW Axendecke

Rosstock

Schächental

Hoh...

Belme...



2. Querprofil durch den westlichen Teil der Gebirge

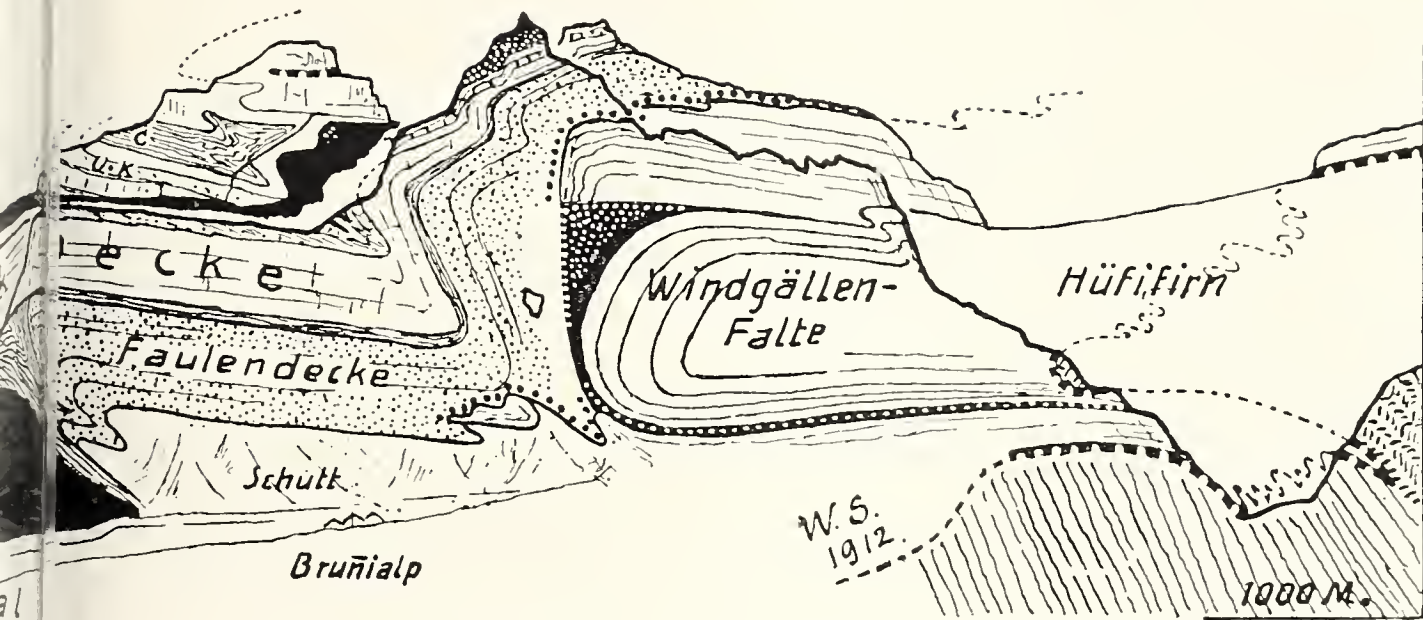
Von WILHELM ST...

Kammlistock

Scheerhorn

SSO

Kl. Gr. Kalkschyen



wischen Schächental und Maderanertal in 1 : 50 000.

Faulendecke

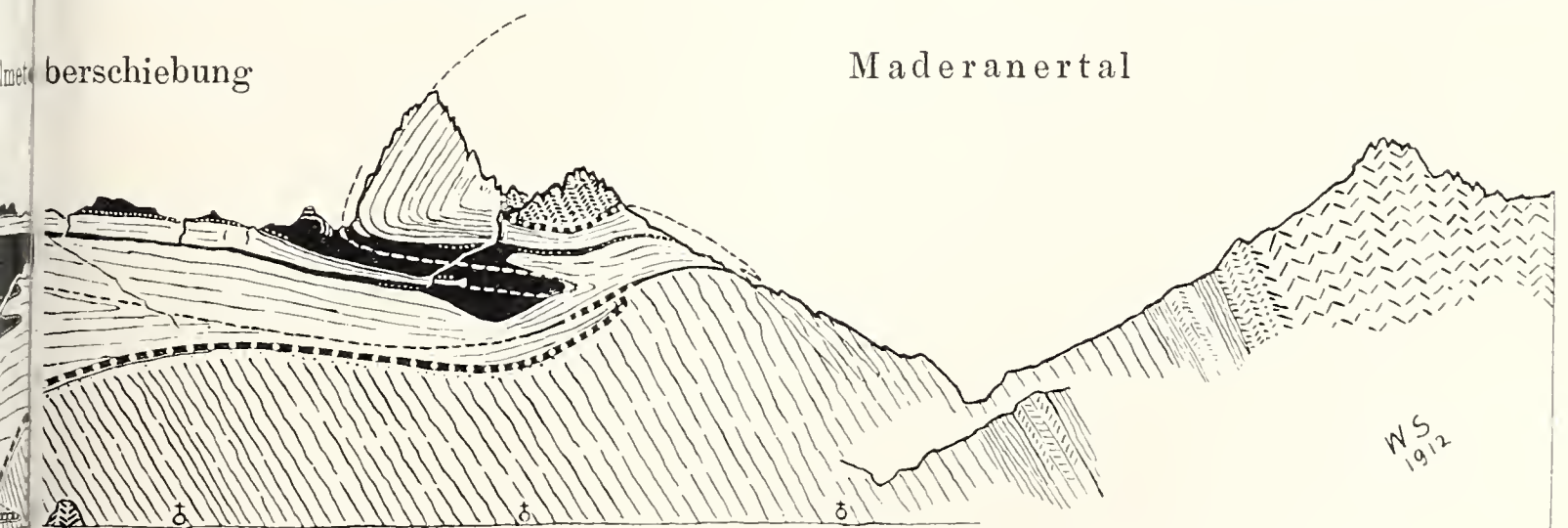
Gr. Windgälle

Oberalpstock

SSO

Überschiebung

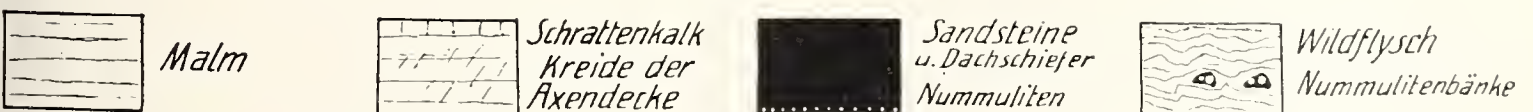
Maderanertal



Erstfeld

Amsteg

T A L



wischen Schächental und Maderanertal in 1 : 100 000.

Segnesgebiet, wo nur die Masse der Bündnerschiefer an und über die autochthonen Falten und die Wurzelregionen der helvetischen Decken gedrängt worden sind. Eine Bearbeitung der südöstlich vom Klausenpass gelegenen Wurzelgebiete unserer parautochthonen Decken wird dartun, inwiefern die hier geäußerten Vermutungen zu Recht bestehen.

Zürich, Anfang Juni 1912.

Über Analogien zwischen der ersten Zone der Westalpen und benachbarten Massiven.

Von **Joh. Koenigsberger** (Freiburg i. B.).

Die äussere Umrandung der Alpen bietet für das analytische Studium des Gesteinsmetamorphismus eine besonders günstige Gelegenheit; denn wir können da sehen, wie die Gesteine in den Alpen gewesen sein müssen, bevor die tertiäre Umwandlung erfolgte. Schwarzwald und Vogesen sind im Norden wohl die nächsten Stellen, an denen der krystalline Kern auftaucht und an denen die mesozoischen Gesteine nahezu ungestört und nicht metamorph geblieben sind.

Die Analogien zwischen Montblanc-, Aare-, Pelvouxmassiv etc., also der ersten alpinen Zone einerseits, Vogesen und Schwarzwald andererseits sind etwa folgende: das Fehlen präkarbonischer Sedimente, die als solche erhalten wären, und statt dessen das Auftreten der Gneise und der zugehörigen krystallinen Schiefer mit älteren umgewandelten basischen Intrusiva; schwache Gebirgsbildung etwa im Anfang des Kulm und daher karbonische Konglomerate; das etwas spätere Alter der Granite und die zweite stärkere herzynische Faltung und in Zusammenhang damit die Diskordanz zwischen Perm-Mesozoicum und Paläozoicum.

Andererseits sind auch bedeutende Unterschiede vorhanden: Im Aarmassiv etc. fehlt meist das eigentliche Perm, die Trias ist schwach ausgebildet. Die Granitintrusion und die herzynische¹⁾ Faltung ist im Aarmassiv etc. zwischen Oberkarbon und unterer Trias erfolgt, und mit Rücksicht auf den Zusammenhang zwischen Porphyren und Aaregranit wohl als oberkarbonisch anzunehmen²⁾.

¹⁾ Die Bezeichnung „herzynisch“ scheint in der Literatur, z. B. auch bei R. LEPSIUS, eine doppelte Bedeutung zu haben. Einmal werden darunter tertiäre Bruchlinien von SO—NW-Richtung verstanden, andererseits, wie z. B. von M. LUGEON und hier, meist prämesozoische, etwa oberkarbonische Faltungen, in ähnlicher Richtung. Da auch der Ausdruck „variszisch“ einen ähnlichen Doppelsinn hat, ferner das „vindelizische Gebirge“ etwas ähnliches wie das herzynische ausdrückt, die vorhergehende kaledonische Faltung auch nicht scharf präzisiert ist, wäre eine Verständigung über diese Definitionen wohl wünschenswert.

²⁾ Vgl. J. KOENIGSBERGER, Erläuterungen z. geol. Karte des östl. Aarmassiv Freiburg i. B. 1910 und B. G. ESCHER, Über prätriasische Faltung etc. Dissert. Zürich 1911.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie](#)

Jahr/Year: 1912

Band/Volume: [3](#)

Autor(en)/Author(s): Staub Walther

Artikel/Article: [Beobachtungen am Ostende des Erstfeldermassivs 310-319](#)