Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 10 (1908-1909)

Heft: 6

Artikel: Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv

Autor: Königsberger, Joh.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-156886

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: 15.12.2025

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

Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv.

Von Prof. Dr. Joh. Königsberger (Freiburg i. B.).

Im folgenden sind kurz einige Resultate geologischer Kartierung und petrographischer Beobachtung mitgeteilt, die ich seit 14 Jahren durchgeführt habe. Aus äusseren Gründen ist die eingehende Publikation der Ergebnisse zur Zeit nicht möglich; die Begründung der Resultate kann hier nur kurz erfolgen. Im einzelnen muss bezüglich des Aarmassivs auf meine *Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort*[1] verwiesen werden.

Neue Tatsachen, die bisher bei der Erforschung von Aare- und Gotthardmassiv unbeachtet blieben, nicht neue Auffassungen oder Einteilungen, haben mich zu Schlussfolgerungen geführt, die mit den bisherigen Annahmen[2] teilweise in direktem Widerspruch stehen. Diese neuen Beobachtungen betreffen namentlich die verschiedene Randfacies des Aaregranit und dessen direkten Zusammenhang mit Granit- und Quarzporphyren, die kontaktmetamorphen Bildungen am Aaregranit, den direkten kontinuierlichen Uebergang von Graniten zu Orthogneissen, das Vorhandensein von Konglomeraten in verschiedenen geologischen Horizonten und den durch karbonische Gneisskonglomerate erbrachten Nachweis, dass die Orthogneisse *nicht* durch Regionalmetamorphose zur Tertiärzeit entstanden sind, das Abschneiden der Diorit- und Syenitstöcke, ihrer Gänge und Kontaktzonen durch den Granit und die dadurch gegebene Altersbeziehung der Tiefengesteine,

[1] *Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort*, mit Angabe der Mineralfundorte und Erzlagerstätten. Mit kurzem Text, Freiburg i. B., Verlag von Speyer & Kaerner, 1910.

[2] Bezüglich der Literatur bis 1894 sei auf die Abhandlungen von A. Baltzer, A. Heim, C. Schmidt im *Livret-guide géologique de la Suisse*, VI. Congrès géol. intern. Paris-Lausanne 1894, verwiesen. Die neuere Literatur wird, soweit direkt herangezogen, im Text zitiert.

den Zusammenhang des Karbon mit den Quarzporphyren des Aaregranit, den Bau der sogen. Mulden von Urseren, Piora, Blegno u. a.

Einteilung.

Seite
1. Verknetungen, Breccien und Konglomerate 853
2. Konglomerate, Breccien und die Zeiten tektonischer Störung 855
3. Das Altersverhältnis der Eruptivgesteine (mit Tabelle) . . 859
4. Randfacies der Eruptivgesteine 864
5. Die Eruptivzonen der zentralschweizerischen Massive und ihr Zusammenhang 871
6. Zwei vollständige Profile aus Aare- und Gotthardmassiv .
   a) Alp Nova. 874
   b) Wendenjoch 876
7. Folgerungen aus diesen und andern Profilen. 881
8. Kontakt-, Regional- und Dynamometamorphose 884
9. Die sogenannten Mulden von Urseren, Piora, Blegno . . . 890

Verknetungen, Breccien und Konglomerate.

Da im folgenden aus dem Vorhandensein von Breccien und Konglomeraten Schlüsse gezogen werden, sei kurz der Unterschied zwischen den in den Alpen so häufigen Verknetungen und den Konglomeraten und Breccien dargelegt. Einpressungen von zwei Gesteinen ineinander hat zuerst Heim am Lochseitenkalk beobachtet, Steinmann[1] hat dann Verknetungen zwischen Flysch (oder Senonmergel nach Arn. Heim[2]) und Seewerkalk untersucht und auf Grund weiterer Beobachtungen von Schiller und Zöppritz im Engadin für das Gebiet der Deckentektonik den Schluss gezogen, dass Verknetungen nur zwischen zwei Gesteinen verschiedener Festigkeit vorkommen. Das stimmt auch für die Zentralmassive. Man kann dort nie Verknetungen von Gneissen oder Graniten miteinander sehen, was auch aus der Elastizitätstheorie leicht erklärbar ist. Wenn solche Gesteine aneinander gleiten, dann bildet sich eine klastische Zone[3] von « Talkschiefern » oder eine Art Pfahlbreccie oder Reibungsbreccie mit intensiver Quarzitisierung aus. Nur wenn Kalk oder Dolomit an Silikatgesteinen oder Kalke an Mergeln oder Sandsteinen vorbeigeschoben werden, findet eine

[1] G. Steinmann, *N. J. f. Min.*, Festband, 1907, S. 330.
[2] Arn. Heim, *N. J. f. Min.*, Zentralblatt, S. 631, 1901.
[3] Eine solche mylonitische Zone kann wie am Krönten, Spannort etc. ausserdem auch im ersteren Fall entstehen und viele 100 M. mächtig sein.

Paralleleinschiebung des weicheren Gesteines in Fugen des härteren statt. Vielfach ist das dadurch verursacht, dass das betr. Gestein bei der erhöhten Temperatur und den gewaltigen Drucken plastisch wird wie die Kalke[1], manchmal auch dadurch, dass die feinkörnige Masse wie bei Mergeln und manchen Sandsteinen an sich schon einen sehr geringen Zusammenhalt hat. Ob einige Tonhäute, wie ARN. HEIM annimmt, als Entmischungshäute zu deuten sind, scheint mir aus chemischen Gründen fraglich. Kalk ist im grossen Massstab, so bei Naxos in Adern von 50 Cm. Dicke und mehr als 100 M. Länge in Gneisse (oder am Adamello nach Untersuchungen von W. SALOMON in Tonalit) sekundär eingepresst, ähnlich in Syra; in kleinem Masstab sieht man Parallelverknetungen z. B. von Dolomit und auch von Quarzit (früherer Sandstein) mit Rofnaporphyr sehr schön etwa 15 Min. von Inner-Ferrera (Splügen) am Weg nach A. Emet[2]. Es ist interessant, dass man dort an demselben Triasfetzen, etwas weiter oben aber auch echte Gerölle von vorwiegend Rofnagneiss und daneben Glimmerschiefer in der Rauhwacke sieht. Der Unterschied zwischen den Verknetungen mit marmorisierten Kalkzwischenlagen und ausgeprägter Paralleltextur und den Breccien bis Konglomeraten mit oft eckigen ganz ungeordnet gelagerten Gesteinsstücken ist sehr auffallend. Wechsellagerung kommt bei all diesen Fällen nicht in Betracht. Derartige echte Gerölle an der Basis der Trias im Dolomit sind stets da zu finden, wo Sandstein- bezw. Quarzit als Liegendes fehlen. Sie sind zuerst von BONNEY[3] in der Rauhwacke von Piora und Canaria beobachtet worden. Dann hat C. SCHMIDT[4] Gerölle von Antigoriogneiss in der Trias am Piz Teggiolo gefunden. Der Verfasser fand Gerölle von Glimmerschiefer in Rauhwacke bei Alp Carroreccio V. Termine; dort ist interessant, dass bei der jetzigen Lagerung die Gerölle führende Rauhwacke an liegenden Hornblendegneiss grenzt, während der Glimmerschiefer, aus denen die Gerölle bestehen, nicht mehr dort angrenzt, sondern das Hangende der Rauhwacke

[1] Silikate können bei den in den oberen Teilen der Erdrinde herrschenden Temperaturen und Drucken nie plastisch werden. Nur durch Lösungen oder bei Anwesenheit von viel Glimmer rein mechanisch kann eine Plastizität vorgetäuscht werden. Es wird häufig vergessen, dass auch bei den stärksten Gebirgsbewegungen der Druck nie eine durch die Ueberlagerung und die Gesteinsfestigkeit gegebene Grenze überschreiten kann.

[2] Vergl. auch H. MEYER, Nordostrand des Surettamassivs. *Freib. naturw. Gesellsch.*, XXVII, S. 34, 1909.

[3] T. G. BONNEY, *Quat. Journ. geol. Soc.*, XLVI, p. 210, 1890.

[4] C. SCHMIDT, *Eclog. geol. helv.*, IX, S. 509, 1907.

ist. Die *unregelmässige Gestalt* und *unregelmässige Anordnung der eckigen oder runden Bruchstücke* ist für *Breccien* oder *Konglomerate* charakteristisch, während die *Verknetungen* wohl *stets* eine deutliche *Parallel- oder Fluidaltextur* aufweisen. Konglomerate von Gneissen, Graniten usw. sind in den Alpen nicht selten; sie treten namentlich im Karbon auf; aber auch früher sind solche vermutlich dagewesen.

Dagegen wird meiner Ansicht nach der sogen. Verrucano[1] des Rheintals in seiner Gesamtmasse mit Unrecht als ein Konglomeratgestein bezeichnet. Kaum $^1/_5$ sind wirkliche Konglomerate; ein grosser Teil der als Verrucano bisher kartierten Gesteine sind Quarzporphyre, dann kommen Glimmerschiefer, Sericitphyllite, Paragneisse und auch Orthogneisse darin vor.

Konglomerate, Breccien und die Zeiten tektonischer Störung.

Wenn Konglomerate oder echte primäre Breccien in der Schichtenfolge auftreten, so zeigt das wohl einwandsfrei, dass Teile der Massive höher waren als andere und dass der Ort, wo die Konglomerate abgelagert wurden, sich über oder keinenfalls tief unter dem Meeresspiegel befand. Im Aarmassiv hat eine Auf- und Niederbewegung der Gesteine und Schichten im Laufe der Zeiten recht oft stattgehabt.

Wie das pag. 876 besprochene Profil am Wendenjoch zeigt, sind die frühesten *Konglomeratschichten*[2] dem Erstfelder Gneiss konkordant und bestehen aus dessen zuweilen recht grossen abgerundeten Bruchstücken. Sie sind nach unserer Deutung des Profils früher als der Anthracit des Karbons, also war vermutlich damals durch die Intrusion des Erstfeldergneisses schon eine ungleichmässige Oberfläche da. Wie weit diese Konglomerate sich ausdehnen, ist kaum zu sagen, da nördlich diese Schichten unter die Sedimentdecken untertauchen und südlich längst erodiert worden sind. Die östliche Fortsetzung verliert sich unter dem Schlossberg; westlich gegen das Urattal verhindert der Gletscher die Beobachtung; weiter westlich am Ausgang des Tales sieht man, dass erst ein Teil der Konglomerate und schliesslich gegen die Gadmerstrasse auch der Anthrazit verschwinden, karbonische Schichten dürften indess bis gegen das Haslital streichen. Von einer dünnen Kohlenzwischenlage unter-

[1] Bezüglich der geologischen Stellung des sog. Verrucano vergl. S. 883.

[2] Ob die « fremden Einschlüsse » und « Schollen », die A. Sauer im « Granit » bei der äusseren Urweid entdeckt hat, mit diesen Konglomeraten des Erstfeldergneiss etwas zu tun haben, vermag ich nicht zu sagen.

brochen folgen am Wendenjoch wieder Konglomerate[1] mit grossen teilweise abgerundeten Bruchstücken von Erstfeldergneiss. Das Fehlen eines eigentlichen Bindemittels deutet im Zusammenhang mit der Abrundung der Gerölle und den Kohleschmitzen wohl auf Bildung über Meereshöhe. Wir hätten also *präkarbonisch* oder *frühkarbonisch schon unregelmässig gestaltetes Festland.* Grobe Konglomerate mit sehr grossen teilweise gerundeten Bruchstücken von Gesteinen, die nicht in der Nähe anstehen, sind in den anthrazitführenden Schichten zu finden. Die Grösse der Gerölle der Karbonkonglomerate deutet auf erhebliche Höhendifferenzen. Vielleicht hat kurz vorher die Intrusion der Diorite und Syenite stattgefunden. Also trat eine *zweite Hebung im Karbon ein.* Alle diese Schichten müssen natürlich bei der Ablagerung in der Regel nahezu horizontal gelegen haben.

Dann erst folgte die dritte stärkste Hebung dieser Schichten, höchst wahrscheinlich durch die Intrusion des Aaregranits verursacht, so dass sie etwa 70° nach *Norden* einfielen. Gleichzeitig ergossen sich Quarzporphyrdecken, deren Zusammenhang mit dem Aaregranit sich am Tscharren nachweisen lässt. Auf diesen lagerten sich z. B. am Bristenstäfeli wieder anthrazitführende Schichten ab. Die Karbonmulde am Ochsenstöckli, die auf kristallinen Schiefern ruht, wurde von A. Rothpletz[2] durch Pflanzenfunde als oberkarbonisch nachgewiesen. Diese Tatsache in Verbindung mit dem früheren macht wahrscheinlich, dass die *Intrusion des Aaregranits* und *der zugehörigen Ganggesteine und Porphyrdecken zwischen oberes und unteres Karbon fällt.*

Was jetzt in der Zwischenzeit geschah, bis diese steilstehenden Schichten schliesslich die im Niveau des Meeres befindliche Abrasionsfläche gaben, auf der sich der Triassandstein mit Dolomitknollen ablagerte, wissen wir nicht. Der sogen. Verrucano nördlich des Rheintals ist nach unserer Auffassung (vergl. S. 883) nicht aarmassivisch, sondern vom Gotthardmassiv bezw. von der weiten Strecke her, die seiner Zeit zwischen Aare- und Gotthardmassiv lag, überschoben.

Er ist, wie S. 883 auseinandergesetzt, durchaus kein einheitliches Gebilde. Der verhältnismässig kleine Teil desselben, der echten Konglomeraten entspricht, mag von Gesteinen der SO-Seite des Aarmassivs und NO-Seite des Gotthardmassivs herrühren. Jedenfalls hat seit Ende der Karbonzeit die Abtragung des Aarelakkolithen begonnen. Quarzsandstein und

[1] Vergl. S. 877.
[2] A. Rothpletz, *Abhandlung. Schweiz. paläont. Gesellsch.*, VI, 1879.

Trias sind nördlich und östlich der jetzigen Granitmasse vorhanden; sie fehlen in den eingeklemmten Fetzen gegen die Mitte des Massivs (Färnigen) und treten erst wieder westlich vom Haslital auf.

Die grösste Höhe des Lakkolithen hat wohl zwischen Aletschhorn und Dammastock gelegen. Wir finden dann randlich Ablagerungen, die zunehmender Meerestiefe entsprechen von dem basalen groben Trias- oder Permkonglomerat bis zu den unteren Doggerschichten, welch letztere wahrscheinlich auch bis in die Mitte des Massivs abgesetzt wurden. In dieser Zeit zwischen unterem Lias und oberstem Dogger ist wieder eine partielle Hebung eingetreten. Vielleicht entspricht dieser die mesozoische Intrusion der Grünsteine im Tessinermassiv [1]. In fast allen einigermassen vollständigen Doggerprofilen des östlichen Aarmassivs fand ich Konglomerat- oder Breccienbänke mit grossen, teilweise gerundeten Bruchstücken von Doggerschichten, auch gehörten stellenweise Zonen des Schiltkalkes hierzu. Ob sie im westlichen Aarmassiv fehlen oder vielleicht übersehen worden sind, vermag ich nicht anzugeben [2]. Dann folgt eine Zeit der Senkung, in der Malm und Kreideschichten abgelagert wurden; die gleichförmige Beschaffenheit des bisweilen 400 M. mächtigen Malms lässt eine langsame Senkung vermuten. Der Malm dürfte fast das ganze Aarmassiv, allerdings in sehr wechselnder Mächtigkeit, bedeckt haben. Dann ist schon zu Anfang der Kreidezeit von Süden her eine ganz allmählige Hebung eingetreten die im Eocän zur Ablagerung von Sandstein führte, bis schliesslich jungtertiär die Alpenfaltung eintrat, deren einzelne Phasen sich in den von mir untersuchten Gegenden nicht unterscheiden lassen. Bei dieser letzten Stauchung fand im Aarmassiv eine sehr starke Hebung von Süden her statt, sodass die ehemalige horizontale Abrasionsfläche der Trias, jetzt zwischen Meiringen und Bifertenalp im Mittel unter 25° bis 35° nach Norden einfällt [3] und die kristallinen Schiefer dort steil unter etwa 70—80° nach Süden umgekippt werden. Auf dieser geneigten Fläche ist der autochthone Sedimentmantel fast überall nach Norden abgeglitten. Nur stellenweise blieb er stehen, so am Wendenjoch-Grassen, wo eine Art

[1] Vergl. H. Preiswerk, *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, L. XXVI, T. 1, 1907.

[2] Bisher ist in der Literatur meines Wissens nur von C. Schmidt ein Doggerkonglomerat von Porphyrgeröllen an der Windgälle erwähnt worden.

[3] Aehnlich ist die Lage der Abrasionsfläche nach den Untersuchungen von A. Buxtorf östlich am Lötschberg.

Drehpunkt sich befindet. Dieser Sedimentrand von Meiringen bis zur Bifertenalp, war ursprünglich wohl überall diskordant aber in primären Verband mit den darunter liegenden Gneissen. Ueber diese steil nach Norden abfallende Zone glitten von Süden her die mehr im Innern des Massivs liegenden Sedimente des Aarmassivs zum Teil auch Sedimentdecken, die ehemals in der Ebene am Nordrand des Gotthardmassivs lagen, in den Senkungen, die zusammengepresst jetzt Rhone- und Rheintalzone bilden. In diese Zeiten fällt die Bildung der Nagelfluhkonglomerate und als teilweises Analogon zu den Sandsteinen der Trias der Absatz der Molassensande.

Vergleichen wir damit das *Gotthardmassiv* und *Tessinermassiv*, so finden wir präkarbonisch keine typischen Konglomerate. Nur am Nordrand des Gotthardmassivs finden wir den Verrucano der, wie H. Milch gezeigt hat, teilweise als umgewandelte Konglomerate aufgefasst werden kann. Klastische Gesteine[1] finden wir wieder in der Basis des Trias: entweder randlich am Gotthardmassiv die früher zum Perm gerechneten, meiner Ansicht nach Analogie mit den Westalpen triadischen, etwa 1—20 M. mächtigen Konglomerate[2], auf die dann in Quarzit umgewandelter Sandstein folgt, oder, wo diese fehlen, die Einschlüsse von ehemals liegenden jetzt oft weit entfernten Glimmerschiefern Ortho- und Paragneissen usw. in Rauhwacke, Anhydrit oder Dolomit. *Also sind die von Granit metamorphosierten Gesteine als solche bereits in der Trias aufbereitet worden. Der Gotthardgranit und der Tessinergneiss sind also prätriadisch.* Wahrscheinlich ist die *Granitintrusion*[3] vom Gotthardmassiv und Tessinermassiv wie beim Aarmassiv andrerseits aber auch *jünger als unteres Karbon.* Eine Diskordanz zwischen Trias und kristallinen Schiefern ist in den wenigen einigermassen ungestörten Profilen, die sich eigentlich nur auf der Ostseite des Gotthardmassivs finden, in der kurzen Strecke, auf der sie aufgeschlossen sind, nicht wahrzunehmen. Man kann nur vermuten, dass Gotthard- und Tessinerlakkolithe durchweg nicht sehr steil und unregelmässig abfielen. Die tektonischen Störungen dieser beiden Massive und die Metamorphose ihrer Gesteine in der Tertiärzeit sind aber sehr viel stärker wie beim Aarmassiv, sodass solche Vermutungen vorläufig ganz unsicher sind. Ob der

[1] Bezüglich des Unterschiedes zwischen Verknetungen und Breccien vergl. S. 854.

[2] Vergl. S. 874.

[3] Vergl. *Eclogæ*, X, S. 526, 1908 und *N. J. f. Min.*, XXVI, S. 564, 1908.

Granitintrusion im Gotthard solche von basischeren Gesteinen vorausgegangen, wie es sich für das Aarmassiv mit Sicherheit feststellen liess, ist fraglich. Vielleicht ist der Diorit von Ufiern ein derartiges Beispiel.

In den seit Lias und vielleicht bis zur Kreidezeit abgesetzten schwarzen, kalkigen und tonigen Bündnerschiefern habe ich wenigstens im mittleren Gotthardmassive keine Konglomerate gesehen. Ich glaube auch nicht, dass irgend ein Eruptivgestein des Gotthardmassivs ein posttriadisches Alter hat. Südlich dagegen im Tessinermassiv hat für einen grossen Teil der Grünschiefer- und Serpentinmassen H. PREISWERK (loc. cit.) mesozoisches Alter wahrscheinlich gemacht. Ein grosser Teil des Gotthard- wie des Tessinermassivs dürfte vielleicht von der Jurazeit bis zur miocänen Alpenfaltung dauernd über dem Meeresniveau gelegen haben, sodass auf die karbonische Intrusion und Aufwölbung als nächste wichtigere geotektonische Bewegung erst die jungtertiäre Zusammenstauchung fällt. Durch diese wurden die granitischen Kerne von Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv einander nahe gerückt; die Schichten der dazwischen liegenden Täler wurden an die Lakkolithen angepresst und zum Teil über sie nach Norden weggeschoben. Die Höhe der Massive hat damals wohl nach Süden zugenommen.

Das Altersverhältnis der Eruptivgesteine.

Im Aarmassiv sind 5 Haupttypen von Tiefengesteinen mit ihrer Ganggefolgschaft und ein Ergussgestein vorhanden, die sich, wie ich glaube, auf 3 verschiedene Intrusionen zurückführen lassen: 1. Erstfeldergneiss; 2. Granit; 3. Diorit; 4. Gabbro-Peridotit; 5. Syenit; 6. Quarzporphyr.

Der Erstfeldergneiss tritt mit keinem der andern Eruptive in Kontakt; er hat pegmatitische Schlieren und ihm eigene lamprophyrische Gänge, Glimmersyenit, die A. SAUER[1] zuerst beobachtet hat. Nach den S. 878 auseinandergesetzten Gründen

[1] A. SAUER, *Ber. Vers. Oberrhein. geol. Ver. Konstanz*, 1906, S. 26. Bezüglich der Aehnlichkeit des Erstfeldergneiss mit dem Schapbachgneiss des Schwarzwalds kann ich SAUER beipflichten. Dagegen scheint mir seine und HUGI's Deutung der Kalksilikatschollen noch unsicher. Die Sericitgneisse, Glimmerschiefer sind, wie mir scheint, ganz anders zu deuten als SAUER annimmt; Quetschzonen von solcher Mächtigkeit über 1 Km. gibt es im ganzen Aarmassiv nicht. Die grösste unter der Sedimentdecke vom Krönten ist ca. 300 M. mächtig. Allerdings besteht ein Zusammenhang zwischen Erstfeldergneiss und Sericitgneiss. Ich werde auf beides a. a. O. eingehend zurükkommen.

möchte ich ihn für älter als die andern Eruptive des Aarmassivs ansehen. Granit und Quarzporphyr, welch letzterer z. B. am Tscharren fast 600 M. mächtig ist, hängen nachweislich zusammen[1]. Dasselbe gilt für die schmalen Quarzporphyrergüsse auf denen unmittelbar der Anthrazit der Bristenlimmi liegt. Der Granit dürfte demnach in Uebereinstimmung mit der Beobachtung von A. ROTHPLETZ am Tödi etwas älter als Oberkarbon sein. Wie man ferner aus dem Profil am Wendenjoch (vergl. S. 876) mit grosser Wahrscheinlichkeit schliessen kann, ist er etwas jünger als Unterkarbon. Die Diorite sind randlich und als Gänge oft so basisch, dass sie von den Gängen und Stöcken gabbro-peridotitischer Magmen[2] nicht geschieden werden können. Die echte dioritische Tiefengesteinsfacies ist oft nur in der Mitte auf kurze Strecke ausgebildet. Diese basischen Gesteine mit ihren Gängen und mit Stücken ihrer Kontaktzone werden alle von Granit und dessen Apophysen scharf abgeschnitten (besonders schön an der Westwand des Bristenstocks zu sehen, vergl. geol. Karte d. Verf.) und kontaktmetamorphosiert. Die dritte Eruptivmasse ist der Syenit. Schollen dieses Gesteins sind sehr häufig an der Nordgrenze z. B. am Bächistock, wo F. WEBER[3] sie entdeckte, wie auch an der Südgrenze gegen Granit von letzterem eingeschlossen. Besonders schön ist das an den Mittelplatten zu sehen. Bisweilen hat auch der Granit ganze kleinere Stöcke des Syenit mit dessen Gängen und Kontaktzonen umschlossen oder entzweigeschnitten, so am Krüzlistock (vergl. Karte d. Verf.). Die in der Tiefe wurzelnden Eruptive konnte der Granit nicht wie die Sedimente emporheben. Der Syenit ist ziemlich einheitlich ausgebildet ohne besondere Randfacies und stärkere Differenzierung der Hauptmasse; F. WEBER hat ihn eingehend petrographisch erforscht und beschrieben. Nur die schmalen aber oft sehr langen Ausläufer des Syenit (so am Krüzlistock oder im grossen vom Caradivasgletscher bis V. Gliems) zeigen keine Tiefengesteinsfacies und sind jetzt infolge Kontaktmetamorphose durch Granit zur Karbonzeit und Dynamometamorphose zur Tertiärzeit in feinkörnige « Grünschiefer », Amphibolit und Serpentine umgewandelt.

[1] Auf die Tektonik kann hier nicht eingegangen werden. Es sei auf meine *Karte* verwiesen.

[2] Solche Gabbro-Peridotite hat zuerst C. SCHMIDT vom Geschel im Maderanertal beschrieben. *N. J. f. Min.*, Beilageband IV., S. 411, 1886.

[3] F. WEBER, Der Kalisyenit des Piz Giuf. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz.* Lief. XIV, 1904.

Ob die Diorite und die Syenite gleichzeitig intrudiert sind, lässt sich auf dem vom Verfasser kartierten Gebiet nicht entscheiden. Vielleicht werden die geologischen Verhältnisse in Val Puntaiglias darüber Aufschluss geben können. Nur soviel ist, wie oben gesagt, sicher, dass der Granit jünger ist als beide. Ich vermute auf Grund einiger Beobachtungen, dass die Diorite älter als die Syenite sein könnten.

Die Intensität des Kontakts d. i. die Temperatur des Tiefengesteins, nimmt vom Diorit bis zum Granit zu. Die Diorite zeigen Kontakt II, 1[1], der Syenit II, 2, der Granit II, 2 und III, 1. *Die Altersfolge ist: 1. Erstfeldergneiss, 2. Syenit und Diorit, 3. Granit.* Aehnliches hat auch P. TERMIER am Pelvoux beobachtet.

Im Gotthardmassiv ist der Granit das jüngste Eruptivgestein. Er zeigt den sehr heissen Magma entsprechenden Kontakt IV, neben II, 2 und III, 1. Ausser den durch Aufschmelzung von Sedimenten entstandenen basischen Hornblende führenden Gesteinen[2] am Südrand des Granits dürfte ein Teil der Serpentine doch aus primär eruptiven Gesteinen hervorgegangen sein. Sie sind wohl älter als der Granit, hängen alle durch Gänge zusammen und sind mit mehr oder minder grossen Fetzen ihrer Kontaktzone von Granit umgeben. Ob nicht ausserdem im südlichen Teil des Gotthardmassivs einige schmale Gänge im Gotthardgranit und vereinzelte kleine Stöcke in den Paragneissen der Südzone (Tremolagneisse) einer späteren mesozoischen basischen Eruption angehören, bleibe dahingestellt.

Im Tessinermassiv (und Simplonmassiv) ist der Tessinergneiss jünger als die unteren Hornblendegesteine, deren eruptive Natur mir aber nicht sichergestellt scheint. Die grossen Serpentinmassen und die Grünschiefer dagegen sind nach den Untersuchungen von H. PREISWERK im Simplonmassiv mesozoische Eruptiva. Weiter südlich am Luganer See und am Lago maggiore treten in der Nähe des Tessinergneiss Granite und Quarzporphyre auf. Einzelne dieser Granite, z. B. der von der Alzo, sind weder mikroskopisch noch makroskopisch von Aaregranit bei Wasen oder Göschenen oder von

[1] Vergl. *N. J. f. Min.*, Beilageband XXVI, S. 536, 1908. Dort ist auch auseinandergesetzt, wann der Verfasser Kontaktmetamorphose für erwiesen hält. Chlorit, Eisenglanz, Epidot, Albit usw. betrachtet der Verfasser *nicht* als Kontaktmineralien, sondern im Gegenteil als Mineralien der Dynamometamorphose.

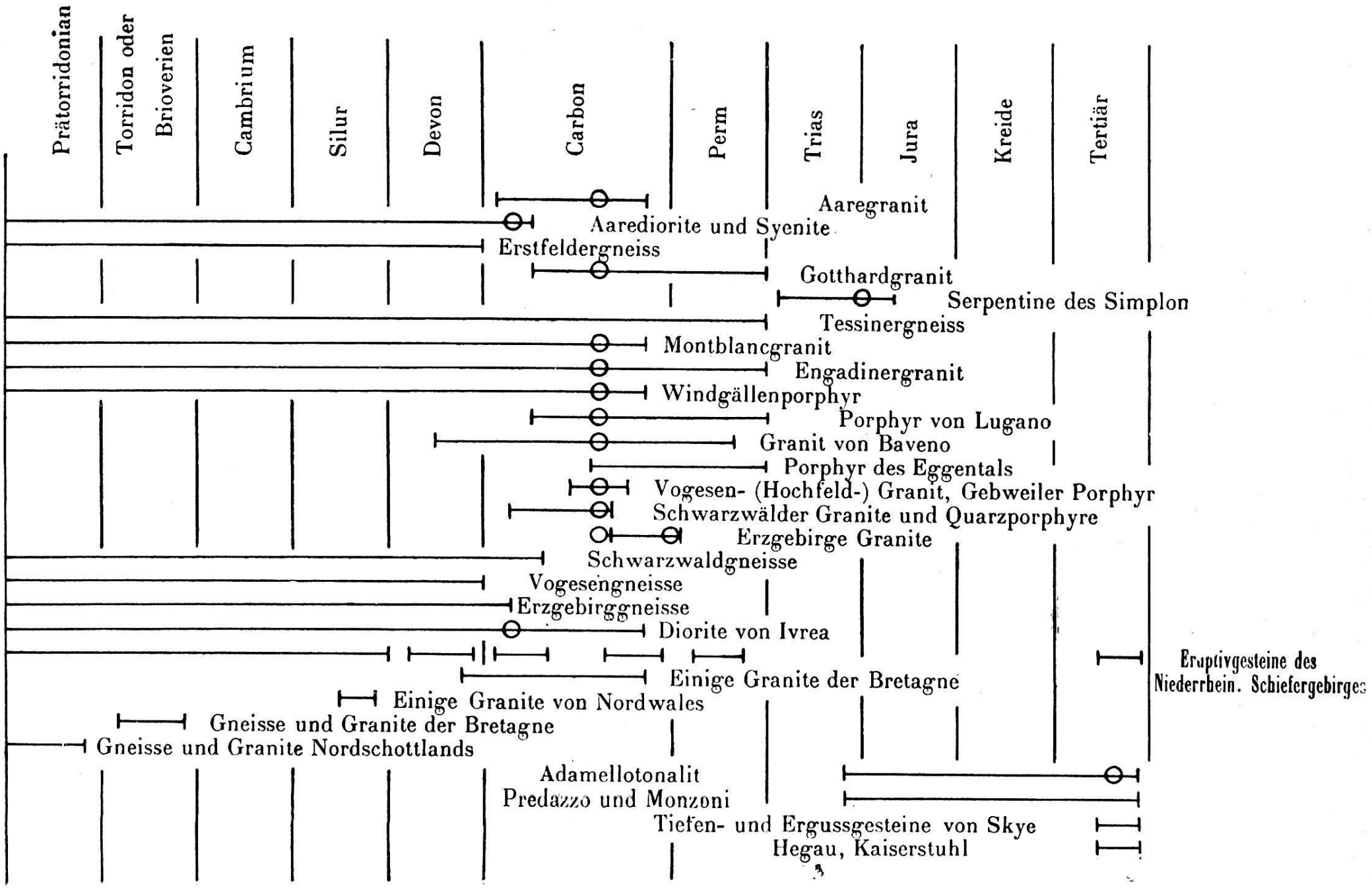
[2] *Eclog. geol. helv.*, X, S. 526, 1908.

der granitischen Facies des Tessinergneiss wie sie am Schienhorn im Binnental oder in der Val Maggia oder am Monte Rosa usw. auftritt, verschieden. Das muss betont werden, da immer wieder darauf hingewiesen wird, dass die zentralmassivischen Granite doch nicht mit denen nördlich und südlich der Alpenkette vergleichbar seien. Das ist nur teilweise richtig: grosse Teile aus der Mitte der alpinen Granite sind chemisch oder mechanisch oder beides gleichzeitig verändert worden und haben sekundär Paralleltextur. Ferner besitzen sie eine mehr oder minder ausgedehnte primäre gneissartige Randfacies. Jedoch im Aare- und Gotthardmassiv ist etwa $^1/_3$ unveränderter massiger Granit. Bei den gewaltigen Denudationen im Hochgebirge scheint allerdings auch dieser Granit im grossen oft eine Bankung zu besitzen, von der im Handstück als Paralleltextur nichts zu sehen ist. Aber eine solche Bankung sehen wir ausseralpin häufig, wo frische Granite gut auf weite Strecken *durch Erosion* und nicht durch Steinbrüche aufgeschlossen sind. Bisweilen fehlt aber auch im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv jede Bankung, und die für Granit als typisch geltenden gerundeten, wollsackähnlichen Formen treten auf. Das scheint mir zum Teil mit der Erosion und Frostwirkung zusammenzuhängen. Gletschererosion und auch Wassererosion lässt oft einen echten Gneiss wie Granit aussehen, und selbst ausgeprägte Bankung und Paralleltextur wird vollkommen unkenntlich, während umgekehrt Frostwirkung an Granitgipfeln, die längere Zeit der Gletscher- und Wassererosion entzogen waren, sehr leicht im Grossen eine ausgeprägte Plattung hervorruft, von der im Handstück keine Andeutung zu sehen ist.

Dass die Granite und Quarzporphyre der oberitalienischen Seen miteinander zusammenhängen, ist durch die Untersuchung von M. Kæch[1] wahrscheinlich gemacht worden. Dass die Karbonporphyre von Lugano jedenfalls später als frühkarbonisch und jünger als untertriadisch sind, ist durch die Untersuchungen von C. Schmidt und G. Steinmann[2] erwiesen.

Dagegen muss die Frage nach der Beziehung zwischen Tessinergneiss und Bavenoergranit noch offen gelassen werden. Man könnte Gleichzeitigkeit bezw. Identität annehmen oder aber die Granite und Quarzporphyre für einen etwas später erfolgten Erguss desselben Magmas ansehen. Die Porphyrite können nach Kæch zu dem Amphibolitzug von Ivrea in Beziehung stehen; doch darf nicht vergessen werden, dass

[1] M. Kæch, *Ecl. geol. helv.*, VIII, S. 47, 1903.
[2] C. Schmidt und G. Steinmann, *Eclog. geol. helv.*, II, S. 5, 1890.


Prätorridonian
Torridon oder
Brioverien
Cambrium
Silur
Devon
Carbon
Perm
Trias
Jura
Kreide
Tertiär
Aaregranit
Aarediorite und Syenite
Erstfeldergneiss
Gotthardgranit
Serpentine des Simplon
Tessinergneiss
Montblancgranit
Engadinergranit
Windgällenporphyr
Porphyr von Lugano
Granit von Baveno
Porphyr des Eggentals
Vogesen- (Hochfeld-) Granit, Gebweiler Porphyr
Schwarzwälder Granite und Quarzporphyre
Erzgebirge Granite
Schwarzwaldgneisse
Vogesengneisse
Erzgebirggneisse
Diorite von Ivrea
Einige Granite der Bretagne
Einige Granite von Nordwales
Gneisse und Granite der Bretagne
Gneisse und Granite Nordschottlands
Eruptivgesteine des Niederrhein. Schiefergebirges
Adamellotonalit
Predazzo und Monzoni
Tiefen- und Ergussgesteine von Skye
Hegau, Kaiserstuhl

auch der Tessinergneiss eine ausgeprägt dioritische allerdings salische Randfacies[1] zeigt.

Das obige Schema erlaubt leicht zu überblicken, welches etwa die Intrusionszeit einiger europäischer Tiefengesteine in gefalteten Gebirgsmassiven war, verglichen mit dem Datum alpiner Eruptiva. Nach Literaturangaben und für einige Gesteine nach eigenen Beobachtungen ist durch einen horizontalen Strich angegeben, innerhalb welcher geologischer Zeiträume die Intrusion erfolgt sein kann. Die Begrenzung des horizontalen Striches durch einen kurzen vertikalen ist nur dann erfolgt, wenn die geologische Forschung sichere Anhaltspunkte dafür gegeben hat. Der Kreis auf dem Strich gibt an, wann der Verfasser rein hypothetisch die Intrusionszeit annimmt. Wenn auch häufig mehrere Intrusionen desselben Gesteins (das bekannteste Beispiel sind die Vesuvlaven) nacheinander stattgefunden haben, so geschah dies nur in Intervallen, die nach Jahrtausenden, nicht aber nach geologischen Perioden gemessen werden. Zu einer ausführlichen Begründung mit Literaturangaben steht dem Verfasser der Raum nicht zur Verfügung. Das Karbon nimmt mit Rücksicht auf Klarheit beim Druck einen grösseren Raum als die andern geologischen Perioden ein.

Die Randfacies der zentralmassivischen Eruptivgesteine.

Die Auffassung der Geologen, deren offizielle Kartierung und Resultate in den *Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz* niedergelegt sind, war die[2], dass die Granite des Aarmassivs, Gotthardmassivs, Tessinermassivs mechanisch in die Schiefer- und Kalkhülle eingeklemmt und nicht intrusiv hinaufgedrungen sind. Seit etwa 1890 jedoch wurde die Vermutung der meisten Alpengeologen vom Anfang des 19. Jahrhunderts, dass die Granite intrusiv in die Schieferhülle eingedrungen sind, von Michel Levy, Löwl, Salomon, Weinschenk, Duparc und Mrazec u. a. für zahlreiche alpine Massive als richtig nachgewiesen. Darauf hat sich Baltzer 1903 derselben Ansicht für das Aarmassiv angeschlossen, und seine früheren Beobachtungen entsprechend umgedeutet. F. Weber hat in seiner Studie über den Syenit

[1] *N. J. f. Min.*, Beilageband XXVI, S. 569, 1908.
[2] Vergl. die Zusammenfassung der Resultate von Heim und Baltzer im *Livret-guide géologique*. Paris-Lausanne 1894.

des Piz Giuf im Aarmassiv ebenfalls diese Auffassung vertreten. Merkwürdigerweise ist aber ausgezeichneten Geologen wie A. BALTZER, A. HEIM u. a., welche die erste Kartierung aller Gesteine und somit auch der Granite dieser Massive durchführten, völlig entgangen, dass an zahlreichen Orten *die verschiedensten Ausbildungen primärer Randfacies der Granite vorhanden sind.* Am schlagendsten für die primäre intrusive Natur der Granite sprechen die zahllosen porphyrischen Apophysen der Granite, die sich Schritt für Schritt in ihrem allmähligen Uebergang vom fluidalen Quarzporphyr bezw. Granitporphyr bis zum richtungslos struierten Granit verfolgen lassen[1]. Dieser ganze Zusammenhang ist bisher nicht bemerkt worden, und Quarzgranitporphyrgänge sind auf den offiziellen Kartierungen der zentralschweizerischen Massive gar nicht verzeichnet. Nur für den Windgällenporphyr hat HEIM einen Zusammenhang mit dem Aaregranit angenommen, der sich aber nicht direkt beweisen lässt, während C. SCHMIDT[2], der petrographisch und geologisch diesen Porphyr und die umgebenden Gesteine eingehend studierte, die Frage offen liess.

Statt einer ausführlichen Beschreibung, für die hier kein Platz ist, sei hier die Abbildung von vier Anschliffen gegeben, die den Uebergang von Granit (1) des Witenalpstocks zu fluidalem Porphyr (4) (Lagen von fluidalem Granitporphyr mit Quarzeinsprenglingen oben, darunter eine Differenzierung von Porphyr mit vorwiegenden Plagioklaseinsprenglingen[3]) zeigt.

Der Granit entsendet dort unzählige keilförmige Apophysen von 1—1000 M. Länge und entsprechend variierender

[1] Von diesen Apophysen verschieden sind die zur Ganggefolgeschaft des Granits gehörigen in ihm und in den umgebenden Gneissen auftretenden Lamporphyre, Aplite, Quarzporphyre usw.; diese sind wie alle Gänge etwas aber nicht viel jünger als das zugehörige Tiefengestein. Das Aarmassiv bietet so ein vollständiges Beispiel für die verschiedene Ausbildung desselben Magmas. Im Aaregranit sehen wir das Tiefengestein mit Randfacies und Apophysen. Dieses und die umgebenden Gneisse werden von etwas späteren Gängen durchsetzt. Die grossen Porphyrmassen am Tscharren usw. und noch mehr der jüngeren Karbonmulde zeigen die Ergussgesteinfacies. Das ist ganz ähnlich wie auf der Insel Skye, und ich will die Vergleichung eingehender a. a. O. durchführen.

[2] C. SCHMIDT, *N. J. f. Min.*, loc. cit.

[3] Granitporphyrapophysen mit Einsprenglingen von Alkalifeldspat (ziemlich basischem Plagioklas), die sich schon sehr den foyaitischen Magmen nähern, sind im Aarmassiv nicht selten. Der Granitporphyr selbst nähert sich in seiner Struktur dem Quarzporphyr und ist, wie H. ROSENBUSCH den Bodegang bezeichnet, « gewissermassen eine Quarzporphyrfacies des Granitporphyrs ».

Mächtigkeit in den Sericitgneiss. Je nach dem Abstand von der Granitmasse und der Mächtigkeit des Ganges treten zuerst meist basischer Plagioklas, weniger Orthoklas (auf der Figur weiss) und Quarzeinsprenglinge (etwas dunkler, auf der Figur schlechter sichtbar) auf. Diese werden seltener, die Grundmasse immer stärker mikrokristallin, bis es zur Ausbildung des fluidalen Porphyr kommt. Der Uebergang von der Tiefengestein- zur Ganggesteinausbildung erfolgt überall

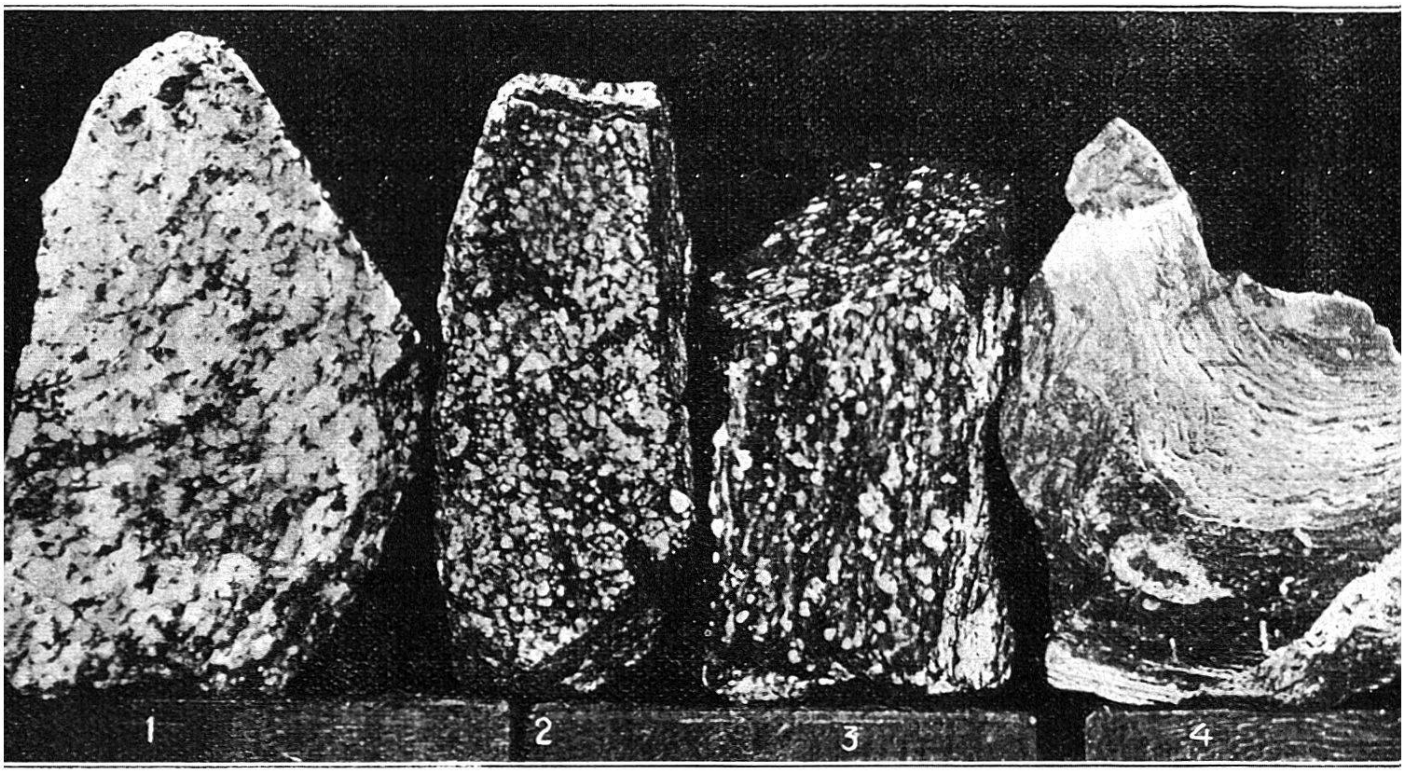


Fig. 1. — Anschliffe von Granit (1) mit den Uebergängen (2 und 3) zu Granitporphyr (4) bei Witenalp.

sehr rasch auf wenige Meter, während die Granit- wie die Porphyrmasse Kilometer lang sein kann. Diese Tatsache, wie auch die Zwischenstellung je nach der Mächtigkeit des Ganggesteins und Ergussgesteins, scheint mir für die Systematik der Eruptiva von Interesse und soll a. a. O. eingehender diskutiert werden. Die Reihenfolge ist etwa Granit, granophyrischer Granit, Granitporphyr, Quarzporphyr mit zahlreichen grossen Einsprenglingen, Quarzporphyr fluidal und durchweg mikrokristallinisch. Diese Porphyrkeile sind aber nicht nur an dieser einen Stelle des Aaregranits, sondern *überall, wo die Granitgrenze diskordant zum Streichen der kristallinen Schiefer steht*, das ist *etwa* $^1/_4$-$^1/_5$ *der gesamten Grenzlinie*. In meiner geologischen Karte von Am-

steg-Wasen ist das eingehend dargestellt. Diese Porphyrkeile nehmen sowohl in horizontaler Entfernung vom Granit wie nach oben hin an Mächtigkeit ab, und das ergibt kartographisch eine etwas eigentümliche Gestalt derselben, wenn sie, wie meist der Fall, mit den Sericitgneissen, in die sie eingedrungen sind, die Talwandungen bilden, während der Granit mehr oder minder die Gipfel aufbaut.

Charakteristisch für diese dioritischen Porphyre ist das Fehlen von Hornblende und die Seltenheit von Glimmer; sie sind stets salisch. Dagegen wechselt basische und saure Facies; so sind die Porphyrgänge von Witenalp basisch, die vom Bristenstockgranit weniger und die Quarzporphyre, die als Granitapophysen von Gurtnellen auftreten, sind sauer.

Am eigenartigsten ist die grosse basische dunkle Quarzporphyrmasse, die den Rücken des Tscharren im Maderanertal bildet. Sie setzt südlich ziemlich scharf aber doch mit Uebergang an den aplitisch-dioritischen Oberalpstockgranit an und grenzt auch wieder mit kontinuierlichem aber raschem Uebergang an helle saure Quarzporphyre, die ursprünglich wohl Lager von Ergussgesteinen waren, auf denen sich etwas weiter westlich das Karbon (Anthrazit) des Bristenstäfeli ablagerte. Ich halte alles für verschiedene Erguss- und Ganggesteinformen des granitischen Hauptmagmas, die jedoch durch die miocäne Alpenfaltung enger an den Granit gepresst und aus ihrer teilweise ursprünglich horizontalen Lage herausgeschoben wurden. Sehr mächtige Quarzporphyrgänge sind wieder ob Gurtnellen sichtbar und ihr direkter Zusammenhang mit dem Granit ist für einige gut zu verfolgen. Soweit ich den Granit des Aarmassivs untersuchte, fand ich solche Apophysen oft von erstaunlicher Länge und Mächtigkeit. Ich glaube kaum, dass dieselben im Westen des Aarmassivs am Aletschhorn und Bietschhorn fehlen werden. Die Sericitgneisse wurden durch diese Gänge eigenartig kontaktmetamorphosiert. In ihnen bildeten sich ringsum kristallographisch begrenzte Orthoklaseinsprenglinge von einer Länge bis zu 5 Cm., die aber grau bis schwarz durch zahlreiche Einschlüsse gefärbt sind. Diese « Feldspatisation », die aber keine Injektion, sondern nur eine Umkristallisation ist, reicht etwa 2—30—500 M. weit.

Eine zweite Randfacies ist die mikrogranitische; sie ist verhältnismässig selten und recht schmal, kaum mächtiger als 50 Cm. Sie wird meist da angetroffen, wo die Protogingrenze nur auf ein kurzes Stück dem alpinen Streifchen parallel geht und daneben östlich und westlich Porphyrarme entsendet.

Eine dritte Randfacies, die aber bisweilen einen sehr grossen Teil der Granitmasse bildet, ist die *aplitisch-dioritische, sehr selten die quarzsyenitische Differentiation* des Stammagmas.

Der aplitische Granit überwiegt im Osten. Er entsendet Dioritaplite [1], deren Zusammenhang mit dem Granit sich am Oberalpstock etc. gegen das Brunital vorzüglich verfolgen lässt. Es sind scharf abgesetzte mächtige Gänge, die sich zuletzt in feine Adern auflösen, den Sericitgneiss durchtrümmern und ähnlich wie die Granitporphyre metamorphosieren.

Dort am Nordgipfel des Oberalpstock enthält der aplitische Granit viele weithin sichtbare grosse Schollen von dunklem Sericitgneiss. Merkwürdigerweise sind diese Schollen, obgleich dem Sericitgneiss ähnlich und allmählig in ihn übergehend scheinbar weniger metamorphosiert als dieser.

Eine *weitere vierte Randfacies* ist *mechanisch-klastisch*, nur da zu sehen, wo die Granitgrenze genau dem alpinen Streifen parallel geht, was gar nicht oft der Fall ist. Sie ist vielleicht grösstenteils erst nach Erstarrung des Granits durch Anpressen des Schiefermantels entstanden. Ich habe drei verschiedene Ausbildungen derselben beobachtet. 1. Die für Verwerfungen im Aarmassiv charakteristische Zertrümmerung und Quarzitisierung des Granits, der « Pfahlbildung » entsprechend; 2. die für eigentliche Anpressung der Schieferhülle charakteristische Verwandlung des Granits in grünlichen Sericitischen Schiefer, den « Talkschiefer » der früheren Autoren; 3. am seltensten Entstehung von Calcit-Quarzadern im zertrümmerten Gestein.

Das sind die vier verschiedenen Randfacies, die im wesentlichen auf der *Nordseite des Aaregranits* gut aufgeschlossen und leicht sichtbar vorkommen. Die Dynamometamorphose der Tertiärzeit hat sie etwas aber nicht erheblich verändert. Im *Gotthardmassiv* finden wir wieder auf der Nordseite die *porphyrische* in mehr *basischer femischer Ausbildung* und die *aplitische Randfacies*, sowie die *mechanisch-klastische*. Im *Tessinermassiv* scheinen von obigen vier nur die zwei letzteren vorzukommen.

Im *Mont-Blancmassiv* sind nach den Untersuchungen von Duparc und Mrazec die Randfacies 2, 3 und 4 vorhanden; dagegen scheint die Ausbildung von Granit bezw. Quarzpro-

[1] Diese dioritische Randfacies des Granits, die selten Glimmer nie Hornblende enthält, hat mit den Hornblende führenden Dioriten bis Gabbro-Peridotiten des Aarmassivs nichts zu tun.

phyrgängen wenigstens im Val Ferret nicht in derselben Weise stattgefunden zu haben.

Auf der *Südseite des Aarmassivs* treffen wir die Ausbildungen der granitischen Randfacies, die in den meisten Gebirgsmassiven vorherrscht und die zusammen mit ihren Kontakterscheinungen hauptsächlich veranlasst haben, den Begriff « kristalline Schiefer » von dem der Eruptivgesteine zu sondern. Die *erste* derartige Randfacies können wir kurzer Hand als *Injektionsgneiss* bezeichnen. Der Granit ist z. B. bei Chischlé durchaus richtungslos grobkörnig mit vorwiegend salischen Bestandteilen, nähert sich wie meist die Randfacies des Aaregranits dem Dioritaplit. Nach Norden grenzt er an Paragneiss, den er in zahllosen parallelen, erst recht mächtigen aplitischen Adern durchsetzt und injiziert, die schliesslich so schmal werden, dass ein richtiger Lagengneiss[1] entsteht (das ist sehr gut am Krüzlistock zu sehen). Eine *zweite* ebenfalls primäre iur *Paralleltextur neigende Randfacies* ist der obere Teil des sogen. Urserengneiss, der südlich den Rand der Hauptmasse des Aaregranits bildet. Der Zusammensetzung und Struktur nach sind es Mikrogranite, Aplite und Quarzporphyre; äusserlich gleichen sie Gneissen.

Eine *dritte* Randfacies, die mit der ersten verwandt ist, aber bei kaum ausgeprägter Paralleltextur einen chemisch und strukturell sehr langsamen Uebergang von Paragneissen zum Granit zeigt, können wir in diesem allmähligen Wechsel längs der Oberalpstrasse von der Oberalp, wo wir direkt nördlich vom See einen Paragneiss sehen, bis nach Val Clavaniev bei Disentis verfolgen, wo echter Granit ansteht. Aufschmelzung dürfte die Ursache dieser Endfacies sein.

Eine *vierte Randfacies* ist die gneissartige Ausbildung des Granits da, wo seine Mächtigkeit bei grosser Längen- und Tiefenausdehnung verhältnismässig gering ist. So wird der Granit von Val Gliems nach Westen hin gegen V. St. Plazi und Cavadiras deutlich parallelstruiert und wäre, wenn sein Zusammenhang mit dem Granit nicht so klar vor Augen liegen würde, als Gneiss zu kartieren. Uebrigens darf auch eines nicht vergessen werden: selbst eine stärkere Bankung, wie sie bei den Gneissgraniten des Aare- und Gotthardmassivs

[1] Die sogen. « Lagengneisse » bis Flasergneisse sind indess häufig auch ganz eruptiven Ursprungs und sind dann eine sehr grosskristallinische parallelstruierte Ausbildung des Granits. Andrerseits entsprechen sie, wenn die Lagen mehr den Charakter von Schichten haben, Paragneissen; ausserdem kann Kontaktmetamorphose eine lagenförmige Differentiation bewirken. Diese Fragen sollen a. a. O. erörtert werden.

u. a. häufig ist, würde in den meisten Fällen in der Ebene oder im Mittelgebirge mit seinen viel schlechteren Aufschlüssen nicht oder kaum wahrnehmbar sein. So ist z. B. sehr zu beachten, dass wir auch in den Alpen ein derartiges Gestein selbst bei vertikaler Bankung, wenn es alten Gletscherboden bildet, für Granit ansehen, weil wir keine Paralleltextur und keine Bankung erkennen können, während dasselbe Gestein als ausgedehnte vertikale Wand eine deutlich ausgeprägte Bankung zeigen kann, welche eigentlich erst durch die starke Erosion und Frostwirkung sichtbar wurde.

Eine weitere *Randfacies* der alpinen Granite, tritt im Gotthard- und Tessinermassiv auf und ist meist da zu finden, wo das umgewandelte Nebengestein kein Gneiss, sondern ein Glimmerschiefer geworden ist, und der Granit auch weit von seiner Grenze nicht nur Bankung, sondern ausgesprochene Paralleltextur zeigt und deshalb wohl als Gneiss bezeichnet werden muss, wie z. B. der Tessinergneiss. Dort nimmt an der Grenze der Orthogneiss reichlich Granat und auch Turmalin sowie andere Kontaktmineralien auf.

Aus diesen Darlegungen mag man ersehen, wie mannigfaltig die Randzonen namentlich des Aaregranits sind, und wie klar seine primär intrusive Lagerung ist. Die genaue Kartierung dieses Gebietes lässt uns den Zusammenhang zwischen einer Randfacies wie die Granit-Quarzporphyrgänge, die ja von ausseralpinen Gegenden, vom Bodetal am Harz, vom Eurekadistrikt in Nevada etc. längst bekannt ist, und der der Injektionsgneisse etc. deutlich erkennen.

Dass ein Granit sich auf der einen Grenzfläche anders verhalten kann als auf der andern, ist schon von Ch. Barrois bei Huelgoat in der Bretagne beobachtet worden.

Die *Gabbro-Dioritstöcke* des Aarmassivs, welche älter als die Granite sind, zeigen *endomorph und exomorph lediglich solchen Kontakt*, wie er *ausserhalb der Alpen normaler Weise vorkommt*. Die Neigung zur Spaltung in ein aplitisch saures und ein sehr basisches Magma ist oft auffallend stark; die Differenziation geht entweder in grossem Masstab vor sich so am Diorit von Rusein, oder wir finden eine gegenseitige Durchtrümmerung des basischen und sauren Anteils in feinen Adern und als Schollengestein. Exomorph werden echte Hornfelse gebildet, Turmaline und Erze imprägnieren die Kontaktzone. Die von den kleinern Dioritstöcken entsandten keilförmigen Apophysen, bisweilen auch die Randzonen selbst, und manchmal der ganze Stock, soweit er sichtbar ist, sind sehr basisch; sie entsprachen ursprünglich Gabbro und Pe-

ridotit bezw. deren Analoga unter der Reihe der Ganggesteine, und sind das auch noch an manchen Stellen. Meist aber sind jetzt diese basischeren Gesteine in Amphibolite, Hornblendeschiefer, Serpentin, Ofenstein etc. teils durch Kontaktwirkung des spät intrudierenden Granits, teils durch jungtertiäre Dynamometamorphose umgewandelt.

Die Eruptivzonen der zentralschweizerischen Massive und ihr Zusammenhang.

Wohl jedem, der die schweizerische geologisch-petrographische Literatur liest, wird die grosse Zahl von Gesteinsbenennung mit Hülfe von Ortsnamen aufgefallen sein, man unterscheidet Aaregranit, Cristallinagranit, Rofnagneiss, Monte Leonegneiss, Antigoriogneiss usw. Das war durch verschiedene Gründe gerechtfertigt. Eine solche Namensgebung sagt weder über die petrographische Stellung des Gesteins, ob Ortho- oder Paragneiss etc., die oft recht schwer zu ermitteln ist, noch über das geologische Alter etwas aus. Ausserdem mussten vorsichtshalber alle Gesteine, deren direkter Zusammenhang nicht verfolgt werden konnte, gesondert gezeichnet und kartiert werden. Die chemische und mineralogische Zusammensetzung solcher Gneisse ist oft fast identisch, aber makroskopisch bedingen Textur, Grösse des Korns, insbesondere der Feldspathe und die Farbe der Glimmer einen so starken Unterschied für das Auge, dass man gleichwohl dieselben voneinander für manche Zwecke trennen wird. Doch könnte man jetzt wohl versuchen, die Zahl der Lokalnamen auf Grund sorgfältiger petrographischer Untersuchung und Kartierung einigermassen zu reduzieren. Für viele Orthogneisse und Granite lässt sich direkt im Feld ein Zusammenhang nachweisen, der früher in manchen Fällen übersehen, in anderen mit Rücksicht auf gewisse geologische Dogmen geleugnet wurde.

Naturgemäss ist der Zusammenhang am leichtesten für das jüngste der intrudierenden Gesteine, den Granit, nachweisbar. Die ältern Syenite, Diorite, etc. sind dagegen durch die Granite entzweigeschnitten und umhüllt. Dass die verschiedenen Syenitzüge und zahlreichen Dioritstöcke des Aarmassivs gleichwohl je einer Intrusion entsprechen, wird sich also nicht durch Beobachtung im Feld, sondern nur durch ihre petrographische Beschaffenheit und durch den Nachweis angenähert gleichen geologischen Alters wahrscheinlich machen

lassen. Nur in der Richtung des O.-W.-Streichens z. B. für den Syenit des Piz Giuf und die Grünschiefer von V. Gliems oder für den Topfstein an der Rotlaui bei Guttannen und den Amphibolit im Teiftal bei Amsteg und andere derartige scheinbar verschiedene Gesteine lässt sich wieder im Feld der Nachweis direkten Zusammenhanges erbringen.

Dagegen können eine ganze Anzahl Granite und Gneisse auf Grund der neuen Kartierung zusammengezogen werden[1]; ich möchte hier nur einiges angeben :

Die Hauptmasse des Aaregranit steht mit dem südlichen Granit des Aarmassivs über Göschenen, Schöllenen, Fort Stöckli, Chischlé in direktem Zusammenhang. Bei Chischlé erfolgt eine Gabelung des südlichen Granit. Der Nordarm hängt über V. Acletta, Clavaniev, St. Plazi, Rusein in stellenweise gneissartiger Ausbildung meiner Ansicht nach mit dem Granit auf der Nordseite von V. Gliems zusammen; der Südarm erstreckt sich in das untere V. St. Plazi. Wir haben also nur *einen* Aaregranit. Auch eine scharfe Trennung nach der Textur in Granit, Protogin, Orthogneiss ist in diesem Falle nicht gerechtfertigt und nicht durchführbar. Für den Erstfeldergneiss hingegen ist ein Zusammenhang mit dem Aaregranit nicht nachweisbar und meiner Ansicht nach kaum vorhanden, da ich ersteren für älter halte[2]. Zur Ganggefolgschaft des Granits gehören melanokrate Gänge, Spessartite und Kersantite, sowie Aplite. Diese durchsetzen den Granit und die benachbarten älteren Gesteine. Dagegen sind die Quarzporphyrgänge mit dem Granit gleichaltrig und gehen von ihm aus. Sie durchsetzen nur ältere Gesteine als Granit.

Im *Gotthardmassiv* sind Fibbiagneiss, Cacciolagranit, Sellagneiss, Rotondogranit, Gamsbodengneiss, Cristallinagranit, südlicher Streifengneiss usw. unterschieden worden. Wenn man alle diese Orthogneisse und Granite sorgfältig kartiert, was allerdings mühsam war, so lässt sich ein kontinuierlicher Uebergang des einen in das andere Gestein lückenlos nachweisen. Wir können *alle sauren Eruptivgesteine* des Gotthardmassivs von *Vrin* (*V. Cavel*) bis zum *Binnental* (*Ausserbinn*), mögen sie *Granit oder Gneisstextur* haben, mit Sicherheit als einheitlich nach weisen. Besonders schön ist der Uebergang von « Rotondogranit » zu « Lucendrogranit », dann zu « Fibbiaprotogin », zu « Sellagneiss »,

[1] Für dies und das vorhergehende sei auf meine Karte verwiesen.

[2] Ueber den westlichen Teil des Aarmassivs insbesondere die Stellung des Gasterengranit, der vielleicht znm Erstfeldergneiss gehört, hat der Verfasser kein Urteil.

bei Alp Scheggia wieder Gneissgranit, und schliesslich zu «Cristallinagranit», dann zum Granit der Medelsergruppe und schliesslich wieder zum « Streifengneiss » am Piz Grein zu beobachten. Für einzelne Granite hat schon früher GRUBENMANN auf Grund sorgfältiger petrographischer Studien den Zusammenhang betont. Da aber bisher keine genügenden Kartierungen vorlagen, hat man die Gneisse als etwas besonderes angesehen und keinen direkten Zusammenhang finden können. *Auf Grund meiner Kartierung möchte ich vorschlagen, lediglich von Gotthardgranit zu sprechen*, bei dem dann aplitische, basische Differenzierung, richtungslose und parallele Textur, klastische, mikrogranitische, etc. Randfacies unterschieden werden kann. Die vielen Lokalbenennungen sind meiner Ansicht nach zwecklos geworden.

Im *Tessinermassiv* hat man von jeher nur von *Tessinergneiss* gesprochen, zum Teil wohl, weil man die granitische Facies desselben, die nicht sehr häufig ist, übersehen hat. Den westlichen Tessinergneiss hat C. SCHMIDT bereits mit dem Antigoriogneiss vereinigt. Ich habe ferner noch seinen *direkten* Zusammenhang mit dem *Gneiss nördlich der Leventina* über Lavorgo bis Altanca und über Olivone mit dem *Adulagneiss*[1] und mit dem *Gneiss vom Bernardinopass* verfolgt. Dagegen steht der Rofnagneiss isoliert, soweit ich bisher sehen konnte, obgleich er vielleicht zum Tessinergneiss gehört.

Wir haben also in den zentralschweizerischen autochthonen Massiven vom Bernardin bis zum Binnental nur 4 verschiedene Zonen saurer Intrusivgesteine, wie sich durch Begehung des allerdings oft schwierigen Geländes lückenlos nachweisen lässt. Das sind *Tessinergneiss*, *Gotthardgranit*, *Aaregranit* und *Erstfeldergneiss*. Ob und in welchem Zusammenhang diese vier Zonen zu einander stehen, lässt sich aus den Beobachtungen im Feld nicht entscheiden. Der Tessinergranit ist seiner grossen Ausdehnung von 80 Km. gemäss stärker differenziert, und daher wird eine weitere Gliederung durch Lokalnamen wie Antigoriogneiss, Adulagneiss, Bernardinogneiss vielleicht nicht entbehrt werden können. Bei Aare- und Gotthardgranit ist sie überflüssig.

[1] Die von W. FREUDENBERG (*Ber. d. Oberrh. Geol. Ver.* 1908) beschriebenen interessanten Profile von der Marscholalp scheinen mir Einquetschungen und Einkeilungen von Gneiss und Glimmerschiefer in Dolomit zu sein, die im Tessiner und Adulamassiv häufig wiederkehren (so bei Piora, Piumogna u. a.)

Zwei ziemlich vollständige Profile aus Aare- und Gotthardmassiv.

Um das geologische Alter der stark veränderten Sedimentfetzen zu bestimmen, die in Paragneisse und Granit des Aare-, Gotthard- und Tessinermassivs eingeklemmt sind, ist es notwendig, einigermassen ungestört geologische Profile der Sedimente möglichst nahe am Massiv zu kennen. Auf der ganzen Strecke von Meiringen bis zur Sandalp ist nur *ein* vollständiges Profil erhalten, das durch die jungtertiäre Alpenfaltung nicht wesentlich gestört worden ist, nämlich am *Wendenjoch*, im ganzen Gotthardmassiv auch nur eines, das bei *Alp Nova*. Sonst sehen wir zwar nördlich und südlich an beiden Massiven überall Sedimente diskordant und konkordant angelagert, aber stets haben tektonische Störungen Schichten entfernt, oder aneinander verschoben oder gänzlich herausgepresst.

Alp Nova.

Alb. Heim hat schon die Schichtfolge[1] angenähert aufgezählt und in grossen Zügen das Profil gezeichnet. Betreffend Trias und Bündnerschiefer bin ich zu derselben Auffassung gelangt wie er, nur hinsichtlich Streifengneiss und Verrucano bin ich anderer Ansicht. Der Sellagneiss, der Ausläufer des Gotthardgranit der Medelsergruppe, injiziert Paragneiss, dringt von unten und von Westen her in Lagen und Keilen in diese ein. Auf dem Profil ist das schematisch angedeutet. Para- und Orthogneisse werden von echten Pegmatiten durchsetzt. Auf diesen Injektionsgneiss, der teilweise sicher ein primäres klastisches Gestein war, folgt nach oben und nach Nordosten der « Verrucano » von Heim: zunächst als mechanische Grenzfacies ein Glimmerschiefer, gepresster Paragneiss, dann metamorphosierte Konglomerate von Quarzporphyren, Orthogneissen, Amphiboliten, Quarziten usw. Auf dem Profil sind diese Gesteine, die Paragneisse, der Glimmerschiefer und der « Verrucano », die sich vorläufig nicht scharf scheiden lassen, zusammen als *Gnm-Sc* bezeichnet[2]. Dann folgt etwa 30 M. mächtig ein deutlich ausgeprägtes Konglomeratgestein[3] von

[1] A. Heim, *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, Lief. XXV, S. 274, 1891, und Tafel I, Profil 7.

[2] Die Arkosen, Quarzite und Sandsteine der unteren Trias, einer der charakteristischsten und wichtigsten Horizonte, ist in den offiziellen Publikationen der Schweiz. geol. Kommission meist unbeachtet geblieben.

[3] Sehr zu beachten ist als Gegensatz zum Aarmassiv die primäre nahezu konkordante Lagerung von Trias auf krystalinem Grundgebirge.

Trümmern eines aplitischen Gotthardgranits mit Paralleltextur, dann zirka 10 M. eines grünlichen Konglomeratgesteins, ähnlich wie der von MILCH untersuchte « Verrucano » von Ilanz. Auf dem Profil ist es als *Cogn* ausgesondert. Weitere 3 M. sind eine leicht kennbare bunte Arkose auf dem Profil als *Vgn* bezeichnet. Dann folgen 6 M. weisser Sandstein, die etwas zu Quarzit umgewandelt sind, und dem Triassandstein des Aarmassivs entsprechen, darauf 1 M. quarzitische Schiefer mit grünem Sericit, wie sie in ganz ähnlicher Ausbildung in wenig höherem Horizont im Aarmassiv vorkommen. Darauf den Dolomitknollen im Sandstein des Aarmassivs entsprechend, Dolomitlagen in dem quarzitischen Talkschiefer etwa 50 Cm. mächtig. Diese $7^1/_2$ M. sind auf dem Profil als *Q* bezeichnet. Dann folgen 10 M. Dolomit, der an der Basis rauhwackeähnlich mit wenig Gips ist. Darauf ein dunkler graphitreicher Schiefer, vielleicht den

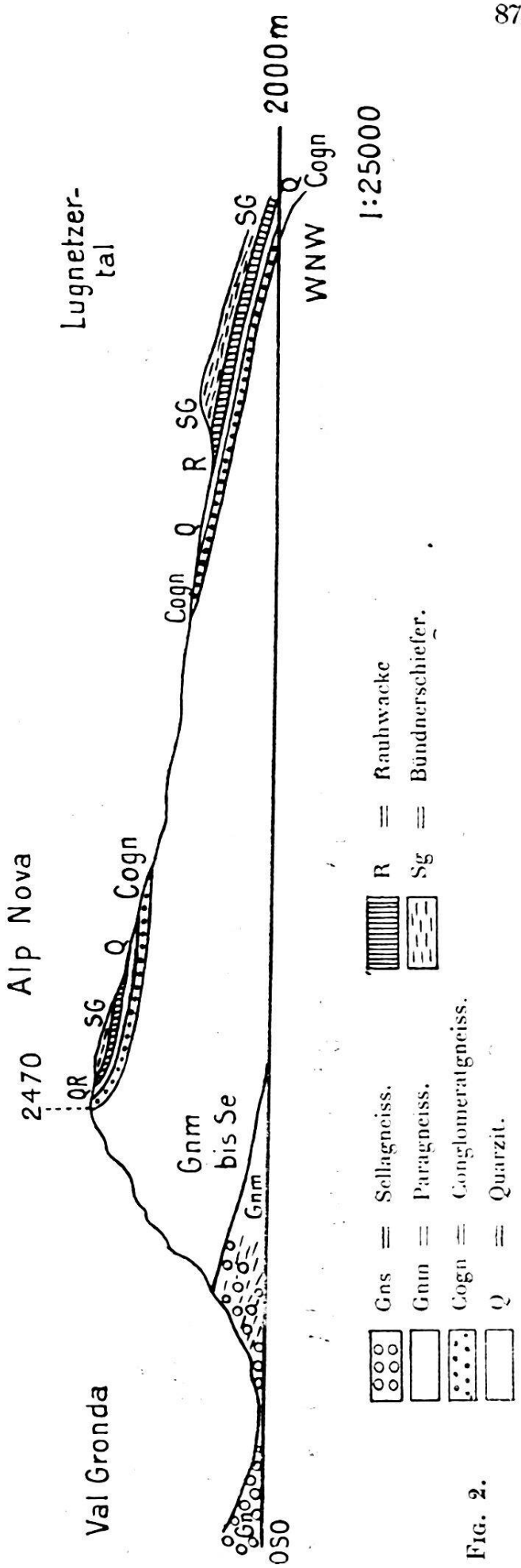


FIG. 2.

Gyroporellenschichten der Westalpen entsprechend, mit dünnen Zwischenlagen eisenreichen Dolomits, dann werden die Dolomitlagen spärlicher, und der typische dunkle Bündnerschiefer mit glänzendem Glimmer ist das normale Hangende des Triasdolomits. In ihrem ersten Teil ist diese Schichtfolge die des Aarmassivs und der Westalpen[1]. Etwa 200 M. mächtig wird der Bündnerschiefer gegen Piz Sezner oben kalkreicher. Man findet da Schichten, die sehr an Echinodermenbreccie erinnern. Noch höher in den südostwärts unter etwa 20° einfallenden Schichten am Gipfel des Sezner tritt ein dunkler Kalkstein mit Travertinbildungen auf.

Sehr zu beachten ist, dass die Arkosen unter dem Triassandstein sogleich als klastisches Gestein kenntlich sind, während analoge Gesteine in dem darunter liegenden Verrucano kaum 50—100 M. tiefer nur schwer und nicht sicher als solche diagnostiziert werden können. Das spricht gegen Regionalmetamorphose, deutet aber auf eine prätriadische Metamorphose. Alle hier beschriebenen Gesteine stehen mit einander in primärem Verband.

Wendenjoch.

Das erste Profil hat A. Baltzer[2] gezeichnet. Gneiss, Glimmerschiefer, Anthrazitschiefer, Sernftschiefer werden als konkordant mit den Sedimenten der Trias und des Jura angenommen. E. Hugi[3] hat einige Berichtigungen und Ergänzungen gegeben, die mir aber nicht vollständig scheinen und mit denen ich nur teilweise übereinstimmen kann. Daher ist auf beistehender Abbildung dieses meiner Ansicht nach wichtigste Profil des Aarmassivs nach genauem Studium dargestellt.

Von der Sustenstrasse über Sustlialp kommend durchquert man zunächst steilstehenden Erstfeldergneiss. Dieser wird dann am Stössenfirn, am Fusse des Grassen, wo unser Profil beginnt, aplitisch und etwas weiter oben bald mylonisiert (1′ des Profils) und bleibt so bis zum Grassengipfel. Sehen wir zunächst von den diskordant aufliegenden Sedimenten am Grassen ab und gehen längs der Grassenwand am Erstfeldergneiss weiter, so treffen wir eine 50 Cm. breite graphitführende Schicht (2′ des Profils). Damit beginnt eine etwas

[1] Vergl. H. Kilian und J. Revil, *Etudes geolog. dans les Alpes*, II, 1, p. 165, 1909.
[2] A. Baltzer, *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, XX, S. 147, 1880.
[3] E. Hugi, *Eclog. geol. helv.*, XI, p. 448, 1906.

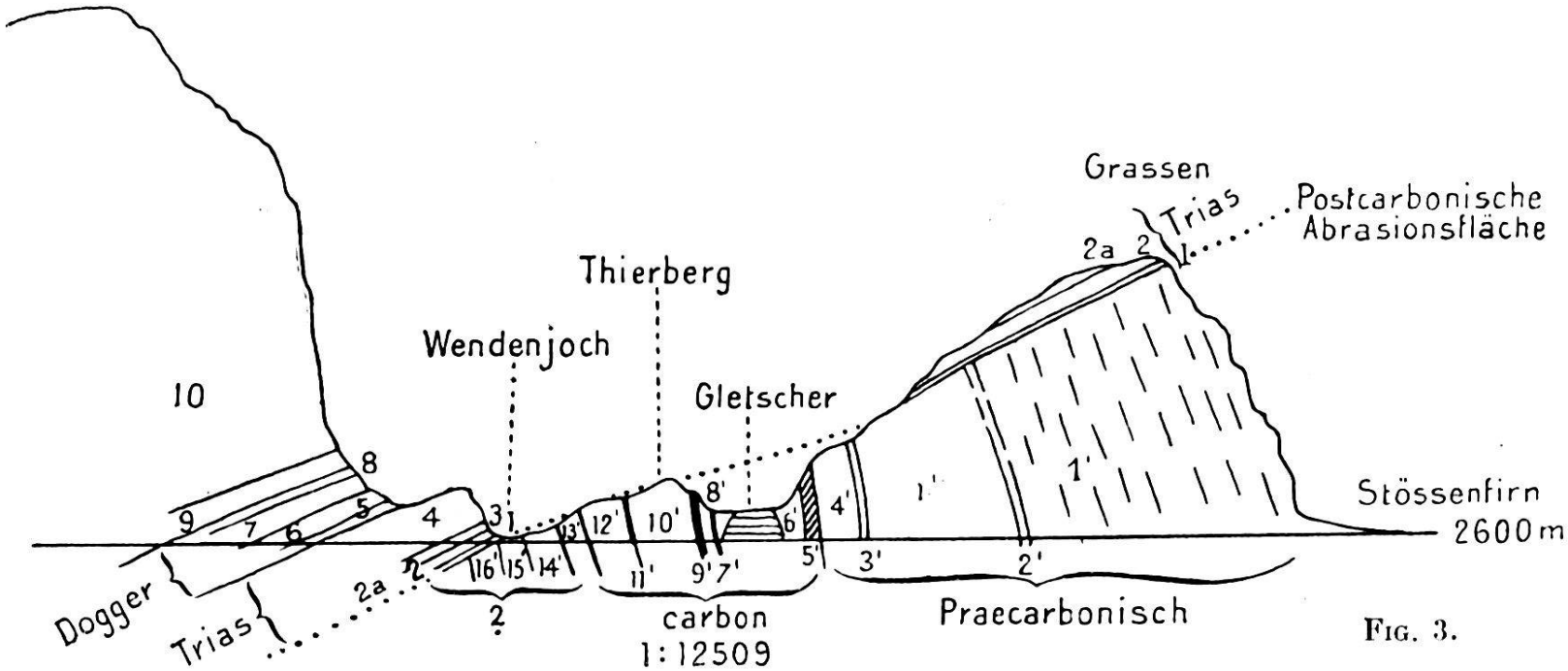


FIG. 3.

1.	Abtasionsfläche und Conglomerate	Trias
2.	Sandstein	Trias
2*a*.	Sandstein mit Dolomitknollen	Trias
3.	Talkschiefer etc. mit Sandstein und Dolomit	Trias
4.	Gelber dolomitischer Kalk mit Flint	Trias
5.	Opalinusschiefer	Dogger
6.	Bajocien	Dogger
7.	Bathonien	Dogger
8.	Oberer Eisenoolith	Dogger
9.	Birmenstorfer Schichten	Malm
10.	Malm	Malm

1'. Erstfeldergneiss	Präkarbonisch?
2'. Graphitische Schicht	Präkarbonisch?
3'. Feinkörniger Sericitgneiss	Präkarbonisch?
4'. Konglomeratgneiss	Präkarbonisch?
5'. Kohlenglimmergneiss	vermutlich Karbon
6'. Konglomeratgneiss	vermutlich Karbon
7'. Kohlenführende Schicht	vermutlich Karbon
8'. Konglomeratgneiss	vermutlich Karbon
9'. Konglomerate und Anthracit	vermutlich Karbon
10'. Konglomeratgneiss	vermutlich Karbon
11'. Kohle	vermutlich Karbon
12' u. 13'. Konglomerate mit Kohlenschmitzen	vermutlich Karbon
14'—16'. Gneisse	?

andere Ausbildung des Erstfeldergneiss (1'a), etwa so, wie sie südlich da, wo Sericitgneiss an Erstfeldergneiss grenzt, zu finden ist. Recht ähnlich dem Sericitgneiss ist die dünne Schicht 3' von $1^1/_2$ M. Mächtigkeit, die unmittelbar an einen Konglomeratgneiss (4') von 5 M. grenzt, der aus grossen eckigen Schollen des Gneiss (1'a) und Quarzkörnern besteht. Darauf folgen ein reichlich Graphit und Glimmer führender Schiefer (5') von 30 Cm. und dann wieder Konglomerate (6') in grosser Mächtigkeit bis zum Gletscher. Diese letzteren Konglomerate bestehen aus eckigen und gerundeten Stücken variabler Grösse der Schichten 1', 1'a und 5' mit Arkosen-Grundmasse. *Sie scheinen mir einer der schlagendsten Beweise gegen eine dynamo- oder regionalmetamorphe Entstehung der Gneisse in postkarbonischer Zeit zu sein*[1]. Denn vor der jungtertiären Alpenfaltung und, wie gezeigt werden soll, vor der Intrusion der Granite sind hier schon Gneisse vorhanden. Die Konglomeratbruchstücke zeigen genau *dieselbe Paralleltextur* wie die *Hauptmasse der Gneisse* und sind dabei *ganz ungeordnet*, können also nicht etwa später als Konglomerat eine Paralleltextur erhalten haben. Einer Pressung, welche die Gesteine wesentlich verfestigt hat, sind sie allerdings später unterworfen worden, aber es hat die Arkose, welche die Grundmasse bildet, dabei nur eine schwache Paralleltextur erhalten.

Darauf sehen wir am Ende der Grassenwand unten noch eine feinkörnige graphitische Arkose; dann fehlen infolge der Gletscherbedeckung im Profil etwa 50 M. Am Tierberg stehen zunächst wieder etwa 10 M. scheinbarer Erstfeldergneiss an, die vielleicht, aber nicht sicher, nachträglich stark gepresste Konglomerate desselben sind. Darauf folgen 50 Cm. kohleführende Arkose (7') 10 M. wieder nicht ganz sicher zu deutende Konglomerate des Erstfeldergneiss (8') mit Graphitschmitzen. Diese Schiefer für kontaktmetamorph zu halten, wie das Hugi tut, ist meiner Ansicht nach sehr gewagt. Gewiss sind sie verändert, aber höchst wahrscheinlich hauptsächlich dynamometamorph. Dann wieder eine 1 M. mächtige kohleführende Schicht (9'), zuerst fast reiner gepresster Anthrazit, dann sehr grosse teilweise abgerundete Konglomerate von Sericitgneiss, Quarziten und von Gesteinen, wie sie jetzt nicht mehr im Aarmassiv anstehen und die vielleicht mit der Dioritintrusion zusammenhängen, alles in einer Grundmasse kohleführender

[1] Dass durch Dynamometamorphose Sedimente in gneissähnliche Gesteine verwandelt werden können, lässt sich allerdings bisweilen beobachten. Doch scheint mir wesentlich, dass die primäre Entstehung der Orthogneisse durch obiges sehr wahrscheinlich gemacht ist.

Arkose. Darauf folgen in grosser Mächtigkeit Konglomeratgneisse und Arkosen (10′—13′) von schmalen kohlereichen Schichten (11′) unterbrochen. In diesen finden wir auch umgewandelte Porphyrite, zusammen etwa 200 M. mächtig. Welche dieser Gesteine die « Knotenschiefer » HUGI sind, weiss ich nicht.

Die Deutung der jetzt folgenden Schichten 14′—16′ ist dadurch wesentlich erschwert, dass da, wo sie aufgeschlossen sind (die Linie 2600 M. auf dem Profil gibt ungefähr die Gletschergrenze an), eine starke Beeinflussung durch die darauf lastende Sedimentkappe vorliegt.

Eisen- und kalkkarbonathaltige Lösungen sind später von oben her in die Schichtenköpfe eingedrungen. Auch zeigen durch Eisenoxyd gefärbte Quarzkristalle in kleinen Klüften senkrecht zur Schieferung, dass hier die Dynamometamorphose der Tertiärzeit tätig war. Zum Teil sind es *möglicherweise* Arkosen und Konglomerate der dioritischen und syenitischen Kontaktzonen des Aarmassivs. Dann folgen wieder sicher kohleführende Arkosen und zuletzt noch ein typisches klastisches Gestein, zwischen Arkose und Sandstein stehend, zu erkennen. Wie die Tektonik des ganzen Komplexes zu erklären ist, können wir hier nicht erörtern. Uns kam es zunächst auf die im folgenden Abschnitt gegebenen Schlussfolgerungen an, die wir aus diesem Profil ziehen können.

Hinsichtlich des geologischen Alters dieser Schichten liegt es nahe, die kohleführenden Schichten von 5′ vielleicht schon von 2′ ab zum Karbon zu stellen. Bestimmbare Pflanzenreste oder dergl. haben wir aber nicht finden können. Das ist in den ganzen zentralschweizerischen Alpen bis zur Dent de Morcles nur am Tödi A. ROTHPLETZ geglückt. Dort liegt das Oberkarbon diskordant zu Gneiss. Hier ist es scheinbar konkordant zum Erstfeldergneiss. Ob primäre oder sekundäre Konkordanz vorliegt, muss dahingestellt bleiben, zumal da eine geringere Diskordanz auf die kurze Strecke von zirka 100 M. entgehen kann [1]. Verschiedene Gründe, die zum Teil aus dem folgenden ersichtlich sind, sprechen dafür, dass das Karbon vom Wendenjoch unteres Stephanien ist.

Vollkommen diskordant zu diesem Schichtenkomplex steht die Kappe mariner Sedimente, die vom Grassengipfel gegen den Titlis und die Bärenzähne sich hinzieht.

[1] Ferner ist in den Alpen *sehr häufig Konkordanz wie Diskordanz sekundär mechanisch* hervorgebracht. Schiefer werden in sich gefaltet und so scheinbar diskordant, Gneisse und auch Kalk an Gneiss werden konkordant angepresst. Diese Tatsachen sind häufig übersehen worden.

Die Sedimentkappe beginnt mit einer Aufbereitungszone der Gneisse, die etwa 10—20 Cm. tief zersetzt und mit Eisenoxyd imprägniert rötlich-violett gefärbt sind, ähnlich wie man es in grösserem Masstab an den kristallinen Gesteinen des Grand Canon wo Algonkian fehlt, unter dem Cambrium sieht. Hierdurch ist primäre Diskordanz bewiesen. Darauf folgen 20 Cm. etwas grobe Arkose, dann ein Sandstein von 10 Cm. Mächtigkeit, arkosenähnlich. Alles das ist auf dem Profil unter 1 zusammengefasst. Daran schliessen sich weisser grobkörniger Sandstein, der im oberen Horizont Dolomitknollen sehr verschiedener Grösse enthält (2 und 2 a des Profils), und in kontinuierlichem Uebergang folgt Dolomit mit grossen Quarzkörnern. Diese ganze Folge lässt, wie auch das Vorkommen des Anhydrit und der Breccien in der Rauhwacke des Gotthardmassivs darauf schliessen, dass die Dolomitablagerungen der Trias in sehr seichten Meeresbuchten stattgefunden haben. Ferner liegt durchaus kein Grund vor, die Sandsteine bezw. die zugehörigen 20 Cm. Arkosen, die wir in den ganzen Alpen unter dem Triasdolomit finden, zu dem « Verrucano » bezw. Perm zu stellen, wie dies hier geschehen ist. Mit den Gesteinen, die Heim im Rheintal und den Glarner Alpen als Verrucano bezeichnet, haben sie nichts zu tun.

Interessant ist die durch die Sandsteine hindurchsetzende falsche Schieferung am Grassengipfel, die zur Schichtung senkrecht steht und der Textur des Erstfeldergneiss parallel geht. Auf den Dolomit mit Quarzkörnern sind schmale Lagen von sogen. grünlichen Sericitschiefern mit Pyrit gelagert (3 des Profils), deren ursprüngliche Natur schwer zu erraten ist. Dann folgen 30 M. gelben meis tdolomitischen Kalkes mit Flintknollen (4 des Profils), womit wohl die Triasbildungen abschliessen.

Ob eine Liasbank vorhanden ist, konnte ich nicht feststellen. Es folgen dann 8 M. schwarzer Thonschiefer (5 des Profils) mit den eigentümlichen eisenoxydhaltigen Knollen, die A. Tobler in seiner vortrefflichen « Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs »[1] zu den Opalinusschiefern rechnet. Darauf 6 M. dunkle Kalke mit Kieselknollen (6), die dem *Bajocien* entsprechen dürften; darüber der Korallenhorizont. Dann das *Bathonien* (7) 50 Cm. schwarze Schiefer, 3,5 M. unterer Eisenoolith, dessen oolithische Struktur nur recht schwach entwickelt ist mit zahlreichen aber nicht gut bestimmbaren Belemniten, dann

[1] A. Tobler, *Verh. Bas. nat. Ges.*, XII, S. 25, 1900.

2,5 M. dunkle kalkige Thonschiefer, die nach TOBLER als Parkinsonischiefer aufzufassen sind ; darüber 2 M. Callovieneisenoolith mit zahlreichen Fossilien ; dann noch 3 M. einer Schicht (8 des Profils), die meiner Ansicht nach teilweise eine Breccie ist und den auf den ersten Blick als solchen kenntlichen Doggerbreccien im Maiental und im Val Gliems entspricht. Ein Teil der Schicht mag zum Schiltkalk gestellt werden. Darauf folgt Malm, der die Titliswand bildet ; er enthält viele Belemniten.

In den Dogger- und Malmschichten dürften noch manche interessante Fossilien enthalten sein ; der Verfasser hat hierauf nicht besonders geachtet, da ihm paläontologische Studien fernliegen. Die Eocänschichten, die auf Nord- und Ostseite des Titlis aufliegen, sind auch nicht mitberücksichtigt, weil die Kreideschichten zu fehlen scheinen, und hier nur eine genauere paläontologische Untersuchung, die P. ARBENZ[1] begonnen hat, Aufklärung bringen kann.

Folgerungen aus diesen und andern Profilen.

Raummangel verbietet mir hier auf die andern von mir studierten Profile unmittelbar am Aarmassiv wie Spannort, Zwächten, Krönten, etc. bis zur Hüfihütte[2] einzugehen. Die weiter nördlich vom Zentralmassiv etwas entfernter gelegenen Profile im Engelberger-, Erstfelder-Tal, etc. hat TOBLER (loc. cit.) beschrieben. Hier sollen nur einige allgemeine Tatsachen hervorgehoben werden.

1. *Die Sedimentdecke* vom Spannort bis zum Krönten und hinüber zur Hüfihütte ist nach Norden auf der *etwa unter 35° geneigten Abrasionsfläche abgeglitten*. Am Wendenjoch ist sie stehen geblieben, am Spannort nur wenig verschoben und je weiter ostwärts, umso stärker. Nach Westen hin ist mir die Tektonik nicht klar. Dabei fanden auch senkrecht zu dieser Fläche erhebliche *Verwerfungen und Brüche* statt, die durch Sedimente und Erstfeldergneiss durchsetzen und am Grat zwischen Zwächten und Spannort sehr schön zu sehen sind, dort namentlich auch Mylonisierung im Erstfeldergneiss.

[1] P. ARBENZ, *Eclog. geol. helv.*, IX, S. 467, 1907.

[2] Bez. des Profils an der Hüfihütte weiche ich von der Auffassung von C. SCHMIDT etwas ab. Ich habe keinen Rötidolomit finden können und halte die 5 M. schwarze kalkig quarzitischen Schiefer nicht für Verrucano ; denn der « Verrucano » des Rheintals und der Glarner Alpen existiert im ganzen Aarmassiv nicht ; er gehört zum Gotthardmassiv. Die Schiefer könnten vielleicht Opalinusschiefer sein.

2. Der Facieswechsel und die Aenderung der Mächtigkeit z. B. innerhalb des Doggers ist oft bedeutend, am wenigsten veränderlich ist der Callovieneisenoolith, am stärksten das Bajocien.

2a. Man kann im Aarmassiv zwei Karbonzonen oder Mulden unterscheiden, die ziemlich analog dem sind was GRUNER, DIENER und MICHEL LÉVY vom Plateau Central beschrieben haben.

Die vermutlich ältere Karbonzone streicht vom Wendenjoch unter dem Schlossberg durch und dürfte ostwärts in der Nähe von Schwanden durchkommen, westwärts nach dem Gadmertal in der Richtung gegen Matten, Doldenhorn, Dent de Morcles, Aiguilles rouges. Der zweite vielleicht jüngere Karbonzug ist durch die Linie Tödi, Bristenstäfeli, Färnigen, Guttannen und vielleicht Turtmann und Tarentaise gegeben.

3. *Allen zentralschweizerischen Massiven gemeinsam sind die Dolomite bezw. Rauhwacken*, denen *Sandsteine bezw. Quarzite*[1], welch letztere umgewandelte Sandsteine sind, vorausgehen, und unter diesen eine schmale *Schicht von Arkosen*. Diese Gesteine bilden jedenfalls in den ganzen Westalpen einen zusammengehörigen Komplex, von dem man zunächst, wie ROTHPLETZ mit Recht betont, nur sagen kann, dass er zwischen Karbon und Lias liegt. Doch ist jetzt nach der Analogie mit Gesteinen der südlichen Westalpen, für die neuerdings genaue Daten in der *Carta geologica delle Alpi occidentali*, R. Ufficio geoligico, Roma 1908, gegeben sind, und nach den Untersuchungen von KILIAN und RÉVIL u. a. in den französischen Alpen, mit grosser Wahrscheinlichkeit der ganze Komplex zur untern Trias zu rechnen.

Die Ubiquität dieser Triasbildungen in den zentralschweizerischen Massiven lässt annehmen, dass damals überall seichter Meeresboden gewesen sein muss.

Erst in Lias beginnt die Trennung; doch sind der Lias des Engelbergtals, des Urserentales und des Scopi noch ähnlich, wenn auch schon durch die Mächtigkeit und die Fossilführung recht verschieden. Auch die Opalinusschiefer und die Bündnerschiefer ob der Trias von Alp Nova sind noch einigermassen petrographisch verwandt. Erst vom Bajocien ab wird die Ausbildung der Sedimente am Nordrand des Aarmassivs eine ganz andere wie am Gotthardmassiv. Nördlich vom Urserental muss ein weites Meer sich ausgedehnt haben, das die grossen Kalkmassen der süddeutschen Trias bedeckte, von

[1] Wo die untern Quarzite fehlen, besteht sicher keine primäre Anlagerung der Sedimente.

da seinen Kalkgehalt bezog und in welches im Lauf der Jura und Kreidezeit das Aarmassiv und sein Vorland sich allmählig senkt.

Zum Lias des Gotthardmassivs und der seinerzeit nördlich und südlich gelegenen Depressionen, die jetzt zur « Urserenmulde » und « Leventina- bezw. Pioramulde » zusammengepresst sind, gehören meiner Ansicht nach der Lias des Scopi, des Urserentales, des Nufenen. Im Tessinermassiv würden dem die Kalkglimmerschiefer entsprechen.

4. Eigentliche *Quartenschiefer*[1], d. i. umgewandelte helle Thonschiefer oberhalb Röthidolomit und unter Lias fehlen in dem von mir kartierten Gebiet. Allerdings könnte man einen Teil der Liasschiefer dazu rechnen. Doch möchte ich die Quartenschiefer, wie sie im Oberrheintal vorkommen, für gotthardmassivisch, nicht für aarmassivisch halten, und daher keine Quartenschiefer im Aarmassiv annehmen.

5. Im östlichen Aare- und nördlich des östlichen Gotthardmassivs ist von Alb. Heim ein grosser Komplex von Gesteinen als Verrucano ausgeschieden. Schon A. Rothpletz [2] hat hervorgehoben, dass dies eine recht mannigfaltige Gesteinsmasse ist, die von den Sandsteinen und Arkosen unter dem Röthidolomit scharf zu trennen ist. Ein Teil des « Verrucano » ist unstreitig nach den Untersuchungen von L. Milch und A. Heim Konglomerate. Doch weit überwiegend sind andersartige Gesteine; so habe ich auf der Nordseite des Rheintals unter Waltensburg und auf der Südseite zwischen Obersaxen und Alp Grein grosse allerdings stark umgewandelte Quarzporphyrmassen darin gesehen. Ferner fand ich bei Andest, bei Brigels, etc. Gesteine, die durchaus den gotthardmassivischen Sericitphylliten und Paragneissen gleichen.

Dieser ganze Komplex unterteuft nicht die aarmassivischen mesozoischen Sedimenten, sondern ist, wie das schon A. Rothpletz [3] darstellt, von Süden her an diese herangepresst und über diese überschoben. Er gehört zum Nordabfall des Gotthardmassivs.

6. Am Wendenjoch speziell sehen wir deutlich, dass, abgesehen von der Stauchung der Alpen im Tertiär, welche die horizontale Abrasionsfläche der Trias unter etwa 30° nach Norden neigte, schon nach Ablagerung des Karbon eine Hebung der nahezu konkordanten Schichten des Erstfeldergneiss bis zum Karbon des Wendenjoch1 eintrat. Diese steil unter

[1] Ein anderer Komplex « Quartenschiefer » gehört in die untere Trias.
[2] Rothpletz, *Das geotektonische Problem der Glarner Alpen*, Jena 1898.
[3] Rothpletz, loc. cit. *Atlas*, u. a., Tafel IV.

etwa 70° nach Süden einfallenden Schichten wurden dann vom Oberkarbon ab bis zur Trias zuerst wohl subaerisch zur Peneplain abradiert. Diese Aufrichtung muss, wenn man das Profil vom Wendenjoch mit dem von ROTHPLETZ für den Bifertengrat gegebenen vergleicht, zwischen oberem Stephanien und Wendenjochkarbon liegen. Nach dem S. 867 Gesagten ist aber die Intrusion der Granite kaum älter als das Karbon vom Bristenstäfeli[1]. Danach liegt es sehr nahe, die Aufrichtung der prätriadichen Schichten am Wendenjoch der lakolithischen Intrusion der Granite[2] zuzuschreiben, die demnach zwischen Mittel- und Oberkarbon erfolgt wäre. Ich bin im Gegensatz zu HEIM, BALTZER und SCHMIDT der Ansicht, dass die Auffaltung des autochthonen Aarmassivs der Hauptsache karbonisch ist, der variszischen Faltung entspricht, und *nicht* posteocän ist. Posteocän hat nur eine schräge Hebung und ein stärkerer Zusammenschub stattgefunden. Wir nähern uns also teilweise Ansichten, die schon früher LORY geäussert und die in neuerer Zeit MICHEL LÉVY, DUPARC, MRAZEC F. WEBER u. a. vertreten haben. In der Mitte des Massivs dürfte aber eine erste Aufrichtung schon vor der Intrusion der Diorite und Syenite vermutlich präkarbonisch als caledonische Faltung vorausgegangen sein.

Kontakt- Regional- und Dynamometamorphose.

Der Verfasser hat seine Ansichten betr. Kontakt- und Dynamometamorphose schon a. a. O.[3] auseinandergesetzt. Es sei noch folgendes hinzugefügt:

Bestimmt für Kontakt- und gegen Dynamometamorphose spricht ausser den dort erwähnten Mineralien noch kalkhaltiger Plagioklas; denn dieser wird durch Dynamometamorphose stets mehr oder minder in Albit verwandelt, und kann also nie durch diese entstehen. Finden wir in einem Gneiss einen kalkhaltigen Plagioklas, so muss derselbe ein

[1] Auch RENEVIER erwähnt Porphyre primär im oberen Karbon der Umgegend der Dent de Morcles. Granit (Protogin) sekundär als karbonisches bezw. präkarbonisches Konglomerat ist nur von einer Stelle im Montblancmassiv bekannt. Gasteren-, Beaufort- und Valorsinegranit könnten älter als Aare- und Montblancprotogin (Granit) sein. Nach den Untersuchungen von MICHEL LÉVY, DUPARC und MRAZEC u. a. sind die Konglomerate meist aus älteren Gneissen usw. zusammengesetzt.

[2] MICHEL LÉVY, DUPARC, MRAZEC, RITTER, KILIAN, REVIL und LEPSIUS nehmen an, dass die Granitintrusion nicht genau mit der Faltung zeitlich zusammenfällt, sondern etwas vorausgeht.

[3] *N. J. f. Min.* Beilageband 26, S. 542, 1908.

Orthogneiss oder ein durch Kontaktmetamorphose entstandener Paragneiss sein. Der ziemlich hohe Natrongehalt der durch Kontakt III und IV metamorphosischen Sedimente ist auf den hohen Natrongehalt der alpinen Eruptivgesteine zurückzuführen. Die Kontaktmetamorphose bei der Intrusion des Granits erzeugte einen Komplex kristalliner Schiefer, genau so wie er jetzt noch im Forfarshire, wo ihn G. BARROW studierte oder in Transvaal (A. H. HALL, Tscherm. Milt. XXVIII, S. 115, 1909) oder bei Kula in Kleinasien und anderwärts existiert. Schon etwas verschieden davon sind die Kontakte in den Pyrenäen, im sächsischen Granulitgebirge, in der Bretagne. Im Aarmassiv jedoch blieben Granite und kristalline Schiefer des Aarmassivs nicht unverändert bis jetzt erhalten, *und dafür dass ausser der Kontaktmetamorphose durch die intrudierenden Syenite, Diorite, Granite noch eine zweite Umwandlung der Gesteine in den zentralschweizerischen Massiven stattgefunden hat, will ich nur einige Gründe anführen.*

1. Wir beobachten an zahllosen Stellen in Aare- und Gotthardmassiv, wo Granit an Kalk stösst, nicht die mindeste Kontaktmetamorphose. Es seien nur zwei leicht zugängliche Punkte hervorgehoben: Bei Andermatt steht Urserengneiss, die Randfacies des Aaregranits, neben Kalk an, ohne dass irgend ein Kontaktmineral auftritt oder auch nur die übrigens recht schwache Marmorisierung des Kalkes in der Nähe der Grenze stärker würde. Ob Santa Maria (Lukmanier) am Scopi ist etwa in 2600 M. die Berührungsstelle von Granit mit Liasschiefern aufgeschlossen. Der Granit zeigt keine Randfacies, und die kalkreichen Schiefer keine Granaten oder Staurolith wie auf der Südseite des Scopi, wo sie an Trias grenzen; nur die Schieferung ist stärker ausgeprägt. Viele derartige Beobachtungen ergeben mit Sicherheit, dass es an den meisten Stellen die posttriadischen Sedimente erst sekundär angepresst, an wenigen vielleicht direkt auf Granit abgesetzt wurden.

Wir sehen aber in unmittelbarer Nähe dieser Stellen, an denen also stärkste tektonische Störungen stattfanden, in den Graniten wie auch in den Sedimenten, offene Mineralklüfte mit grossen Quarzkristallen, die schon bei leichteren Erschütterungen sich von den Wänden loslösen und vielfach losgelöst haben. Da indess häufig auch die ganz grossen Quarz-, Adular- etc. Kristalle noch fest an den Wänden sitzen, müssen sie nach den letzten grösseren tektonischen Störungen entstanden sein. Diese alpinen Mineralklüfte finden

wir in allen Gesteinen vom Erstfeldergneiss bis zum Eocän, am schönsten allerdings von der Mitte des Aarmassivs bis zum Nordrand des Tessinermassivs ausgebildet.

Dieselben Agentien und Bedingungen, die in den Mineralklüften die Bildung der Mineralien[1] bewirkt haben, haben höchst wahrscheinlich auch die Gesteine mehr oder minder stark verändert.

2. Wir sehen ausserdem sehr starke mechanische Wirkungen an allen Eruptiv- und Sedimentgesteinen.

3. Wir sehen ferner, dass fast alle Eruptivgesteine, manche sehr schwach wie die Granite, Syenite, manche recht stark wie die Quarzporphyre, Porphyrite, auch die Gabbro und Peridotite umgewandelt worden sind.

4. Ebenso sind die Sedimente zwar als solche gut kenntlich aber doch erheblich verändert, worauf zuerst Alb. Heim in seinem grundlegenden Werk über den Mechanismus der Gebirgsbildung hingewiesen hat. Am wenigsten verändert sind die Sedimente am Nordrand des Aarmassivs, obgleich auch hier eine Umwandlung von Mergeln zu Kalk-Thonschiefern etc. stattgefunden hat. Die Metamorphose[2] ist stärker an den im Massiv eingeklemmten Sedimentfetzen, nimmt *nach Süden zu* (Färnigen, Urseren, Airolo, Scopi, Campolungo) *und nach Osten ab.*

Ausser der *Kontaktmetamorphose* ist also eine zweite Umwandlung sicher vorhanden. Diese ist zeitlich einheitlich, hängt mit der posteocänen Faltung zusammen, lässt sich aber vielleicht auf zwei Ursachen zurückführen: nämlich erstens auf eine allgemeine Durchwärmung und Durchtränkung der Gesteine unter *dynamischem Druck bei Bewegung*, also auf eine Regionalmetamorphose, und zweitens auf eine Wärmeerzeugung und Pressung an Schichten da, wo stärkere Bewegung einzelner Schichten aneinander stattgefunden hat, also auf eine « Dynamometamorphose ».

[1] Von Minerallagerstätten der kristallinen Schiefer kann man eigentlich nicht sprechen. Von 20 verschiedenen kristallinen Gebirgen in Europa, Amerika und Asien, weisen nur die Alpen und ganz vereinzelt Fichtelgebirge, Harz und der Snowdon Kluftmineralien auf. Die Bildung aller dieser Mineralien erfolgte auf wässerigem Wege, nicht pneumatolytisch, wie sich aus den Einschlüssen u. a. ergibt.

[2] Die « Regionalmetamorphose » ist also meiner Ansicht nach keine langsam erfolgende Umwandlung, wie sie Van Hise u. a. annimmt, sondern erfolgte zur Zeit der Aufpressung des Massivs in der Tertiärzeit Die Umwandlungen nur durch die Ueberlagerung und zirkulierende Lösungen sind wohl vorhanden und bewirken, dass devonische Schichten auch bei ungestörter Lagerung meist ganz anders aussehen, als gleichzusammengesetzte Schichten des Tertiärs; aber mit der karbonischen Kontaktmetamorphose oder der « Regionalmetamorphose » in den Alpen kann man sie nicht vergleichen.

Für die erstere spricht das Vorhandensein von Mineralklüften mit Mineralien, deren Auskristallisationstemperatur nach den Einschlüssen von 260° ab *beginnt*, im ganzen Massiv, für die zweite die besonders starke Umwandlung da, wo weichere Schichten in harte hineingepresst wurden, Kalke, Thonschiefer, Quarzporphyre in Granite und Paragneisse und die Zunahme dieser Umwandlung von dem Innern der weichern Schicht nach dem Rand zu ; die lokale Mylonisierung des Erstfeldergneiss u. a. Bei der « Regionalmetamorphose » sind, wie aus den Mineraleinschlüssen folgt, abgesehen von Wasser, grosse Mengen Kohlensäure aufgetreten. Ferner kann die maximale Temperaturerhöhung, die man auf etwa 400°—450° schätzen mag, *nicht* — so nahe auch die Annahme liegen mag — *durch Versenken in grössere Tiefe* hervorgebracht sein. Denn selbst, wenn wir an der Hand der kühnsten neueren Konstruktionen eine Deckenüberlagerung von 7000 M., was meiner Ansicht nach um 3000 bis 5000 M. zu viel ist, über den jetzigen Gipfeln des Aarmassivs annehmen, so gibt das immer erst 200°. Wir wissen ferner, dass über dem Algonkian des Grand Canon nach den ganz zuverlässigen, leicht nachzuprüfenden Untersuchungen von DUTTON und WALCOTT 8000—9000 M. Sedimente lagen, ohne dass irgend eine erheblichere Umwandlung des Algonkian stattgefunden hat. Wir müssen also im Aarmassiv u. a. eine Umwandlung durch magmatische, heisse Exhalationen[1] (colonnes filtrantes von P. TERMIER) *bei Pressung bezw. langsamer Verschiebung der Gesteine* annehmen, welcher Ansicht sich ja auch F. BECKE teilweise angeschlossen hat. Ein Zusammenhang mit den uns sichtbaren tertiären Intrusionen am Südrand der Alpen (Adamello etc.) ist möglich; nur wären dann in den zentralschweizerischen Massiven die im jüngeren Tertiär intrudierenden Tiefengesteine in viel grösseren Tiefen uns nicht sichtbar geblieben. Auch ist, wie aus der geothermischen Tiefentiefe in den Tunnel folgt, ihre schon zur Tertiärzeit geringe Wärmewirkung längst erloschen. Die « Regionalmetamorphose » ist also meines Erachtens hier z. T. eine Kontaktmetamorphose durch ein in grösserer Tiefe erstarrendes Magma.

Was die « Dynamometamorphose » anbelangt, so kann ihre chemische Wirkung, wie aus zahlreichen Versuchen hervorgeht, nur auf Temperatursteigerung, *nicht auf Druck* beruhen, indem mechanische Arbeit durch Reibung in Wärme umgewandelt wurde. Hierzu kommen rein mechanisch-klastische Veränderungen.

[1] Ob die Kohlensäure, Borsäure etc. bei den Mineralbildungen der jungtertiären Metamorphose aus der Tiefe oder aus den Sedimenten stammt, soll a. a. O. diskutiert werden.

Die Regionalmetamorphose wäre exakt als *Teleintrusionsmetamorphose* und die *Dynamometamorphose* als *Dislokationsthermometamorphose* zu bezeichnen. Ich möchte vorziehen ,die alte Nomenklatur beizubehalten, aber neue Begriffe damit zu verbinden. Die Dynamometamorphose verstärkt die Regionalmetamorphose, sie bedingt lokal eine noch stärkere Temperaturerhöhung bei intensiverer Pressung.

Die « Regionalmetamorphose »[1] d. s. die vulkanischen Exhalationen und das Ansteigen der geothermischen Tiefenstufe infolge des Aufbrechens der oberen Erdkruste und vielleicht einer entfernteren tertiären Intrusion[2] hat nach den Einschlüssen in Kristallen und der Mineralparagenese der Klüfte zu urteilen, in der Mitte des Massivs in 2000 M. eine Höchsttemperatur von zirka 350°—450° hervorgebracht. Die « Dynamometamorphose » hat dann an einzelnen Stellen, wofür die Scopischiefer (vergl. S. 885) ein schönes Beispiel liefern, diese Temperatur auf 500°—600° erhöht. Bei diesen Temperaturen konnte jedoch, wie auseinandergesetzt, noch keine Kalkplagioklasbildung, keine Anhäufung von Graphit etc. stattfinden. Beachtenswert ist, dass, worauf schon P. Termier für die Westalpen aufmerksam machte, die Intensität der Regionalmetamorphose in den jüngeren Schichten des Aarmassivs z. B. in der Kreide schwer, im Eocän fast gar nicht wahrnehmbar ist. Auch da, wo Dislokationen z. B. Trias und Eocän auf praktisch gleiche Höhe brachten, kann Trias metamorph sein und Eocän nicht. Dies deutet auf maximale Metamorphose zu Anfang der jungtertiären Faltung. Andrerseits nehmen Regional- und Dynamometamorphose sehr rasch nach dem Rande der Massive zu ab. Die Kontaktmetamorphose durch Granit im Karbon hat dagegen viel höhere Temperaturen in Granitnähe bis über 1000° und selbst 1—3 Km. von der jetzt aufgeschlossenen Grenze des Granits entfernt noch über 700° bewirkt.

Zur Ergänzung der obigen Ausführungen sollen die Resultate, die sich meines Erachtens aus der Detailkartierung des östlichen Aare- und Gotthardmassivs ergeben, mit den andern jetzt hinsichtlich der Metamorphose in den schweizer Massiven herrschenden Meinungen verglichen werden.

Im Gegensatz zu den Ansichten von Grubenmann, Heim, Schmidt u. a., die im wesentlichen nur Regional bezw. Dy-

[1] Nur Regionalmetamorphose ohne Kontaktmetamorphose liegt vielleicht in den Coast Ranges in Kalifornien und in den Ardennen vor.

[2] Dass an verschiedenen Stellen der Ostalpen solche posttriadische vermutlich jungtertiäre Intrusionen stattgefunden haben, ist durch die umfassenden Untersuchungen von W. Salomon sichergestellt.

namometamorphose im Tertiär annehmen, ergibt sich meines Erachtens, dass die ganze präpermische Schieferhülle durch Granit im Karbon kontaktmetamorphosiert ist. Ferner haben die meisten Orthogneisse wie Tessinergneiss, Erstfeldergneiss etc. meines Erachtens primäre Paralleltextur, weil, wie gezeigt, diese Gesteine als Gneisse in karbonischen Konglomeraten und an der Basis der Trias zu finden sind. Ebenso sind Glimmerschiefer etc. durch prätriadische Kontaktmetamorphose entstanden, weil auch sie als Konglomerate in der Basis der Trias vorkommen.

Die obengenannten Forscher dagegen glauben, dass Gneisse und Glimmerschiefer als solche Produkte der tertiären Dynamo- bezw. Regionalmetamorphose [1] von Eruptiv- oder Sedimentgesteinen sind. Andrerseits zeigen die Beobachtungen in Aare- und Gotthardmassiv in Uebereinstimmung mit den Ansichten der erwähnten Forscher, dass eine Regional- und Dynamometamorphose aller Gesteine aber in verschiedener Stärke zur Tertiärzeit stattfand. Diese hat dann die Kontaktmetamorphose teilweise verwischt. Eine solche Ansicht haben schon F. Weber und später ein Schüler von A. Sauer, H. Eisele angedeutet. Dass die Auffassung von Weinschenk, Hugi u. a., die nur Kontaktmetamorphose zur Tertiärzeit kennen, in Gegensatz zu dem steht, was sich meines Erachtens aus den hier dargelegten Beobachtungen und aus der Diskordanz der postpermischen Sedimente zu dem kristallinen Grundgebirge der Westalpen ergibt, ist leicht ersichtlich.

Im Unterschied zu den Anschauungen von Becke und Grubenmann, die sich aber nicht auf das Aarmassiv beziehen, scheint mir aus dem früheren zu folgen, dass, wenn auch petrographisch der Unterschied zwischen Regional- und Kontaktmetamorphose schwierig und bisweilen unmöglich ist, doch aus geologischen Gründen beide Umwandlungen so scharf wie möglich geschieden werden müssen, weil sie in den Westalpen wenigstens zu ganz verschiedenen Zeiten erfolgten. Im Aarmassiv, Gotthardmassiv etc. wären also *drei Arten kristalliner Schiefer* vorhanden: 1. Prägranitische Schiefer und Gneisse. 2. Durch Kontaktmetamorphose des

[1] Es mag bezüglich der Auffassung der eigentlichen kristallinen Schiefer in andern Ländern hinzugefügt werden, dass die Ansicht der meisten schweizer Geologen und Petrographen auch die der meisten englischen Forschern mit Ausnahme von G. Barrow, der meisten amerikanischen Geologen und Petrographen mit Ausnahme von A. C. Lawson zu sein scheint. Die deutschen und österreichischen Forscher sind jetzt bekanntlich geteilter Ansicht, während die französischen Geologen und Petrographen wohl ausnahmslos die andere hier vertretene Auffassung haben.

Granits entstandene Schiefer und Gneisse. 3. Aus Sedimenten von Trias bis Eocän durch Regional- und Dynamometamorphose zur Tertiärzeit entstandene kristalline Schiefer. Der Begriff « kristalline Schiefer » ist also ein Sammelname, unter dem genetisch sehr verschiedene Gesteine zusammengefasst werden.

Die sogenannten Mulden von Urseren, Piora, Blegno u. a.

In der Tektonik der Alpen wird bis in die neueste Zeit stets von den Mulden von Urseren, von Bedretto usw. gesprochen, und diese Vorstellung wurde und wird auch bei der Konstruktion von Profilen nach der Falten- und nach der Deckentheorie verwertet. Die ersten Alpendurchschnitte durch Aare- und Gotthardmassiv, die der Arzt LUSSER 1829 und der Forstinspektor LARDY 1833 gegeben haben, zeigen diese Auffassung noch nicht. Auch v. FRITSCH[1] sagt noch 1873 bezüglich der Urserenmulde: « Nirgends in der ganzen Erstreckung des besprochenen Gebietes findet sich irgend ein Anhalt zur Annahme einer muldenförmigen Lagerung. » Der erste, der den Muldenbau des Urserentals energisch verficht, ist F. STAPFF, der innerhalb der Urserenschichtmulde, die eine Liasdoppelmulde wäre, sechs zum Teil zusammengeklappte Mulden annimmt[2]. Seitdem ist in allen Publikationen der Schweizerischen geologischen Kommission, so in den Werken von HEIM, BALTZER, SCHMIDT, ebenso von SCHARDT Muldenbau, allerdings nur eine einfache Mulde, in den obengenannten Zonen angenommen. HEIM[3] betont, dass bei der Urserenmulde « der Nordschenkel zerdrückt oder ausgeblieben ist ». BALTZER[4] dagegen postuliert wieder das Vorhandensein der vollständigen Urseren- und Bedrettomulde. Wir wollen im folgenden an einigen Beispielen erörtern, ob die Beobachtungen im Feld irgendwelche Anhaltspunkte dafür gewähren.

Was die Urserenmulde anbelangt, so ist seit STAPFF diese erneute Kartierung wohl nicht vorgenommen worden. Wir sehen nämlich auf den offiziellen Karten den « Kalk » der

[1] C. v. FRITSCH, *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, Lief. XV, S. 106, 1873.

[2] F. STAPFF, *Verhandlung. Schweizer. naturw. Gesellschaft*, 1878. Schichtenbau des Urserentales. Sein, wie mir scheint, gewichtigstes Argument, nämlich das Anschneiden der unteren Schlinge einer der sechs Mulden durch den Tunnel, ist meines Erachtens auf Fältelungen, wie sie in Schiefern häufig vorkommen, zurückzuführen.

[3] A. HEIM, *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*. Lief. XXV, S. 116, 1888.

[4] A. BALTZER, *Id.*, Lief. XXIV, S. 96, 1888.

Urserenmulde bei Nütschen endigen, so wie das v. FRITSCH und STAPFF angegeben hatten, während in Wirklichkeit der Kalk bis 2000 M. in die Höhe geht und dann fast die Oberalpstrasse bei 1950 M. wieder erreicht.

Der teilweise dolomitische etwas marmorisierte Kalk ist dort oben zuletzt in einem Steinbruch aufgeschlossen, von dem aus die Oberalpstrasse mit Schotter versehen wird, sein Ende muss wohl unter den Torfmooren des Oberalpsees

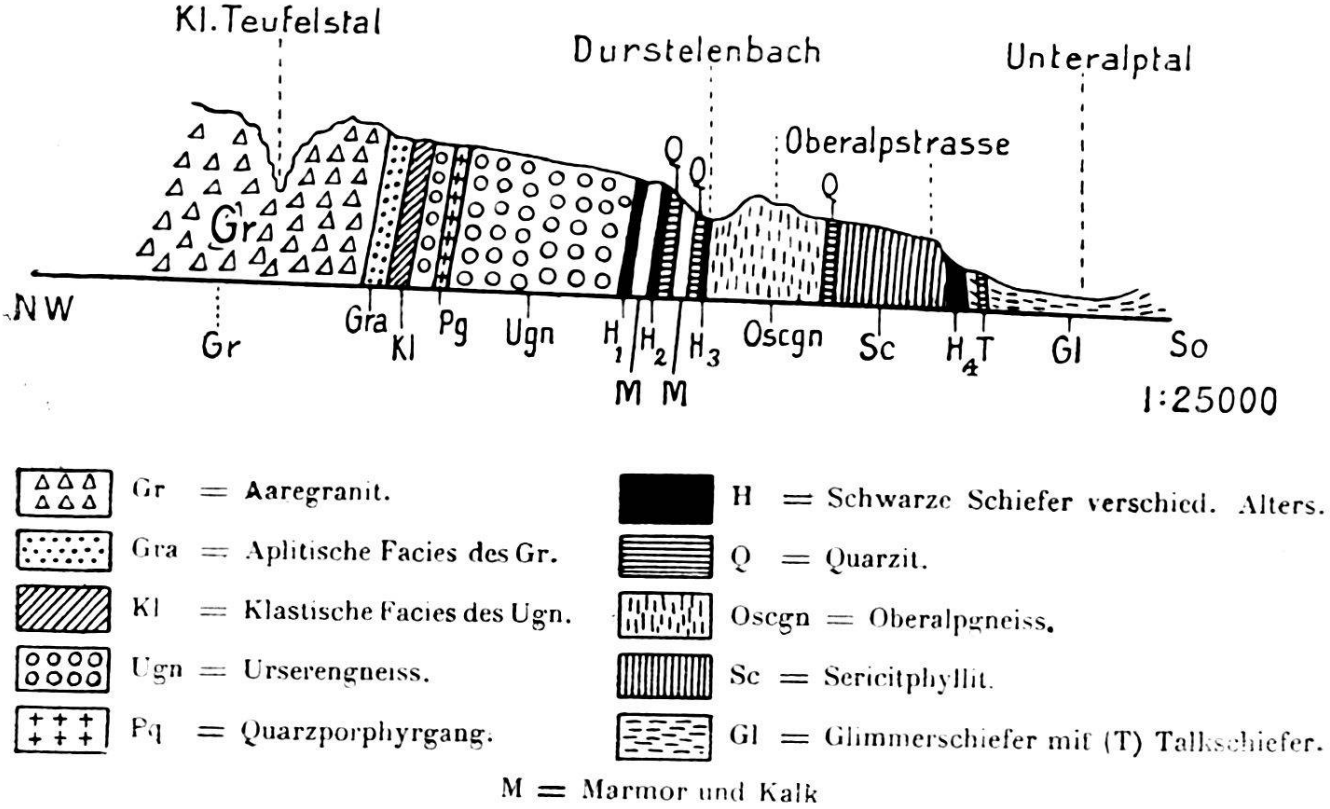


FIG. 4.

liegen. Die Quarzite, Clintonitphyllite usw. der Mitte sind da oben nicht mehr zu sehen, dagegen wohl die schwarzen Phyllite der Grenze nördlich und südlich der Kalke.

Betrachten wir jetzt das Profil, so fällt zunächst auf, dass alle Schichten vom Urserengneiss des Aarmassivs bis zum Paragneiss des Gotthardmassivs (*Gnm*) sehr steil, und die Sedimente von Urseren darin fast parallel, vielleicht etwas keilförmig (die Spitze des Keils nach oben), gestellt sind.

An den Urserengneiss schliessen sich zunächst schwarze Clintonitphyllite (H_1), dann kommt der Marmor von Andermatt (*M*) (Altekirche), der die von v. FRITSCH und STAPFF beschriebenen undeutlichen Crinoidenreste enthält. Darauf folgen wieder schwarze Schiefer (H_2), danach eine glimmerreiche zellige quarzitische Schicht (*Q*), Marmor (*M*), dolomitischer

Kalk (*Kl*), wieder ein quarzreicher Schiefer mit Granaten, schwarze Schiefer (H_3), und dann der sericitische Glimmergneiss (*Oscgn*), der weiter östlich am Oberalpsee die südliche Randfacies des Urserengneiss ist. Darauf eine quarzitische Schicht (*Q*), dann die Sericitphyllite (*Sc*), in welche Reuss und Rhein ihr Bett gegraben haben. Hierauf folgen die schwarzen sehr spärlich Graphit führenden Schiefer (H_4) der Oberalpstrasse, die BALTZER zum Karbon stellt, die aber meines Erachtens ebenso wie das « Karbon » der Garvera bei Disentis mit dem Karbon des Aarmassivs gar keine Aehnlichkeit haben und deren geologisches Alter vorläufig nicht bestimmt werden kann. Solange eine Schicht weder Kohle noch Anthrazit noch Graphit in merklichen Mengen (über 1 %) führt, solange keine Fossilien oder Pflanzenreste darin zu finden sind und solange die geologische Lagerung vollkommen unklar ist, liegt kein Grund vor, dieselbe zum Karbon zu stellen. Dann folgen Gesteine, die sicher gotthardmassivisch sind, der Magnetit führende Talkschiefer (*T*) und der mit Annäherung an den Gotthardgranit in Paragneiss übergehende Glimmerschiefer (*Gl-Gnm*). Nördlich und südlich der Sedimentgesteine (H_1—H_3) ist, wie man leicht sieht, durchaus keine Symmetrie vorhanden, die etwa einer Mulde entsprechen würde.

Was dazwischen liegt, könnte höchstens, wie das STAPFF annimmt, eine Doppelmulde sein. Das hängt ganz von der Deutung ab. Wir wissen nur, dass der erste Marmor bei Altekirche höchst wahrscheinlich Lias ist. Den Quarzit (*Qz*) und den dolomitischen Kalkstein (*K*) könnte man zu Rauhwacke rechnen. Die schwarzen Schiefer (H_1—H_3) sind gänzlich unbestimmbar, umso weniger, als wir nicht wissen, ob wir nach Westen im Rhonetal oder nach Osten im Rheintal ihre Analoga zu suchen haben; sie brauchen durchaus nicht alle dasselbe geologische Alter zu haben; sie sehen sich auch nicht sehr ähnlich. Der zweite Marmor hat sehr undeutliche Pentakriniten (?).

Suchen wir nach Osten etwa von Hospental bis Realp ein vollständiges Profil zu erhalten, so sehen wir, dass der Oscgn. verschwunden ist, unmittelbar an den Sericitphyllit grenzt Rauhwacke (etwa 10 M.), darauf schwarze Schiefer und Quarzite (zirka 3 M.), dann Tonschiefer und Kalkbänke (50 M.). Einzelne Schichten sind oft in sich meines Erachtens nach sekundär intensiv gefaltet. Ich halte diese Faltungen einzelner Schichten hier nicht für subaquatische Rutschungen, obgleich das nicht ausgeschlossen wäre. In $^3/_4$ Höhe dieser

dunklen Kalkschiefer, die Lias sein können, sind zirka 50 M. einer sehr deutlichen Breccie zu sehen. Dann folgen 10 M. dunkler Glimmer und Pyrit führende schwarze mergelige Schiefer, dann etwa 1 M. quarzitisches Gestein; hierauf der Urserengneiss. Von einer Doppelmulde könnte hier nicht mehr die Rede sein; aber auch für eine einfache Mulde haben wir kaum Anhaltspunkte.

Ausser den recht undeutlichen Pentakriniten im Marmor von Andermatt sind erst wieder an der Furka seiner Zeit (zirka 1850) von Escher Belemniten gefunden worden. Ich habe aus der Literatur nicht entnehmen können, dass es seitdem einem Forscher geglückt ist, derartige kenntliche Fossilien dort zu finden. An irgend eine Gliederung der Schichten ist also nicht zu denken. Die « Urserenmulde » ist ein noch ganz unklares Gebilde.

Pioramulde.

Der Unterschied zwischen den früheren[1] Profilen und dem nebenstehenden sowie zwischen der offiziellen Kartierung[1] und meiner Kartierung ist so erheblich, dass eine Vergleichung schwierig würde. Ich möchte nur auf einige Hauptpunkte hinweisen. Das als *Tgn* bezeichnete Gestein ist Tessinergneiss, der kontinuierlich mit dem oberhalb von Faido, dem von Lavorgo und Biasca in Verbindung steht.

Dieser Tessinergneiss entsendet schöne, feinkörnige dioritische Gänge, die z. B. bei Brugnasco jetzt gut aufgeschlossen sind, in den Glimmerschiefer (Gldi). Dieser Disthen und Granat führende Glimmerschiefer ist dem von V. Chironico nahe verwandt; doch sind hier schon häufiger als sonst hornblendereiche Partien vorhanden, die auf die Annäherung an die Tremolaschiefer hinweisen. Die Rauhwacken (R), Quarzite (Q) am Fongio, und die Kalkglimmerschiefer (Sk) gleichen durchaus den analogen Gesteinen des Tessinermassivs.

Die als Sg. bezeichneten Schiefer sind dem Bündnerschiefer des Gotthardmassiv recht ähnlich. Die bekannten Staurolith und spärlich Granat führenden dunklen Schiefer (Skn) vor der Kapelle S. Carlo sehen den Liasschiefern an der Gauna nera am Scopi ähnlich. (Sa) ist die Tremolaserie des Gotthardmassivs. Die Begrenzungen der Gesteine gegeneinander sind

[1] Das Profil von Bonney und die Kartierung und Darstellung von Fritsch stimmen nur einigermassen zu meinen Beobachtungen, die andern gar nicht.

entweder konkordante Flächen oder aber Keilflächen, wie sie im grossen aus dem Berner Oberland vom Gestellihorn bekannt sind, und die im kleinen in den Alpen weit häufiger sind, als man gewöhnlich annimmt. Wo ich die Begrenzungen nicht sehen konnte, sind dieselben gestrichelt. Ich deute das Profil als durch Zusammenschub hervorgebracht. Die ziemlich flachliegenden Gesteine (Tgn, Gldi, R, Q, Sk) des Tessinermassivs bezw. der seinerzeit nördlich davon sich erstreckenden Ebene, sind an und in die steil nach Norden

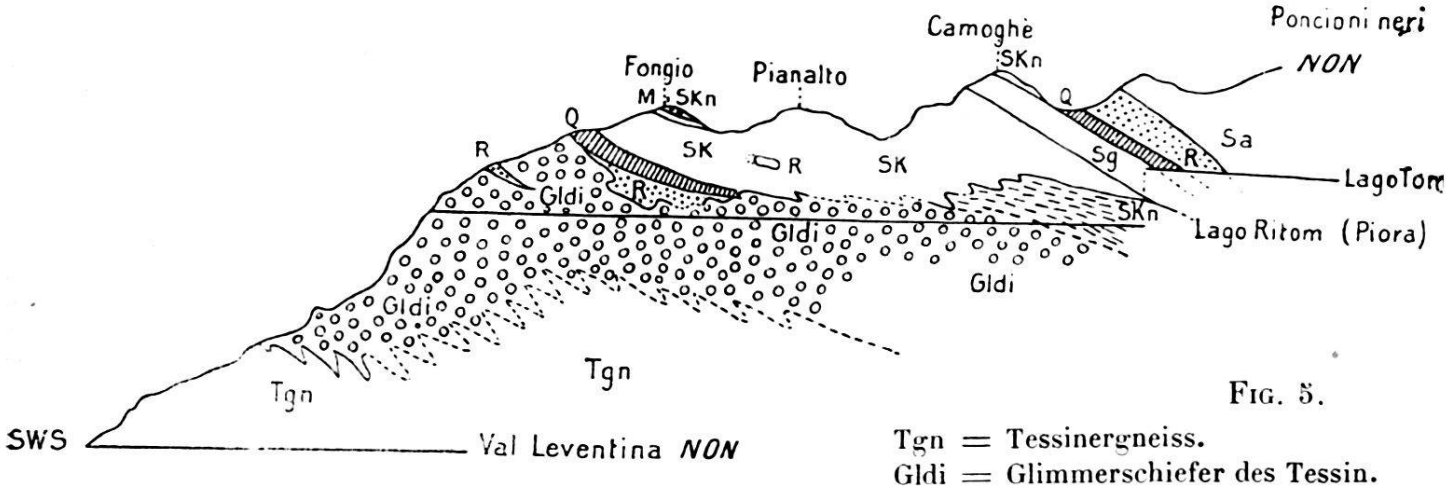


FIG. 5.

Tgn = Tessinergneiss.
Gldi = Glimmerschiefer des Tessin.
R = Rauhwacke.
Q = Quarzit und Glimmerquarzit.
Sk = Kalkglimmerschiefer des Tessin.
M = Marmor.

:Skn = Schwarze Schiefer von Piora mit Staurolith etc.
Sg = Dunkle Schiefer.
Sa = Hornblendegneisse der Schiefer des Gotthard.

einfallenden Gotthardgesteine (Sa, R, Glq, Sg, Skn) herangepresst und teilweise hineingeschoben. Decken- oder Schuppenbau und nicht Faltenbau liegt vor.

Scopi- und Blegnozone.

Eine ähnliche Erscheinung wie bei Piora sehen wir südlich vom Scopi bei Casaccia (vergl. Kartenskizze). An die gotthardmassivische Rauhwacke des Scopi grenzen unvermittelt senkrecht zum alpinen Streichen längs des Tobels von Puzzetta[1] Kalkglimmerschiefer (Sk), Granatglimmerschiefer (Sgr) und Quarzite (Q) des Tessinermassivs, während gegenüber bei Silva secca[1] sich eine Scholle Tessinergneiss in die Rauhwacke des Lukmanier einschiebt. Die Gesteine des Tessinermassivs sind da meines Erachtens an, in und über die des

[1] Die offizielle geologische Karte, Blatt XIX, ist auch hier nicht brauchbar. Am exaktesten von allen Karten, die den Scopi und seine Umgebung behandeln, ist die Karte von C. VON FRITSCH.

Gotthardmassivs geschoben, ähnlich scheint mir die Tektonik längs der ganzen Val Campo bis Olivone. Dieses Tal gibt die oberflächliche Grenze zwischen Gesteinen des Tessiner- und Gotthardmassivs; erstere sind nach Osten zunehmend über das Gotthardmassiv geschoben. Recht kompliziert ist auch die Tektonik des Scopi selbst. Keine der bisherigen Kartierungen ist exakt. Die Triaszone, die nördlich von V. Campo am Fuss der Scopiwände entlang zieht, erreicht am süd-

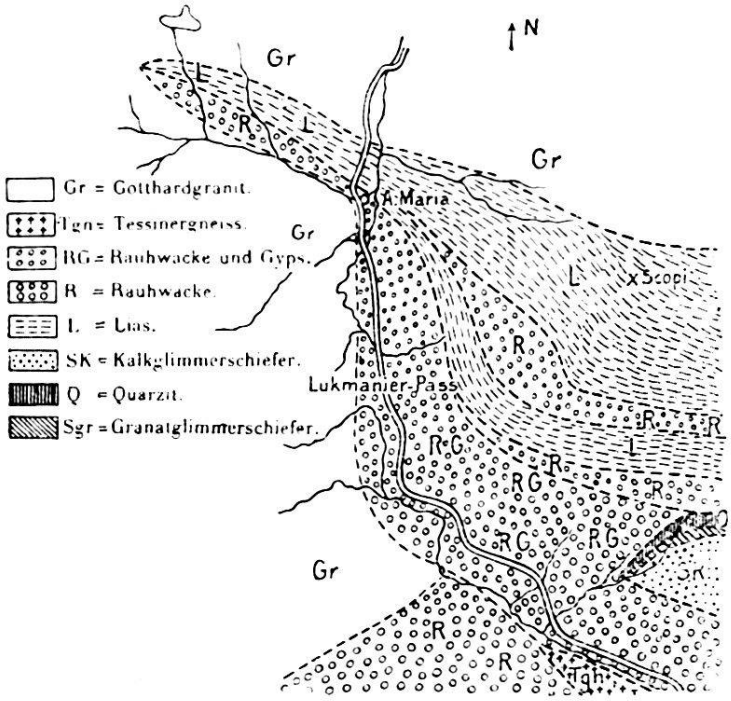


FIG. 6.

westlichen Grat des Scopi eine sehr grosse Mächtigkeit und enthält da meines Erachtens auch prätriadische Gesteine; dann gut aufgeschlossen keilt sie plötzlich etwa 150 M. oberhalb von St. Maria aus. Die Hauptmasse der Rauhwacke, die sich in die Täler von Alp Rondadura, von Alpe di Ganna und Val St. Maria oder Casaccia dreifach verzweigt, zieht ostwärts bis Piano di Segno und weiter. Das Fallen der Gesteine ist am Scopi etwa 60° nach Norden, in Val St. Maria 50° und auf der Südseite am Picco d'Era zunächst wieder steiler 60°. Das ist eine für die Tektonik der Zentralmassive charakteristische Erscheinung.

Besonders bemerkenswert scheint mir folgendes:

Granat und Staurolith kommen, wie das A. HEIM hervorgehoben hat, in Liasschiefern mit Belemniten und Krinoiden vor [1]. Beide Mineralien treten also hier nicht bei Kontakt-

[1] Am Scopi hat jedenfalls HEIM gegenüber BONNEY Recht. Andrerseits hat BONNEY bezüglich der hellen Glimmerschiefer, Gneisse etc. Recht, die sicher als kontaktmetamorph und daher als prätriadisch zu betrachten sind.

metamorphose, sondern bei Dynamometamorphose auf. Merkwürdig ist die Verteilung dieser stark metamorphischen Schiefer.

Gerade gegenüber St. Maria, nördlich vom Eingang von Val Rondadura, sind, wenn auch selten gut erhalten, Pentacrinusstiele aufzufinden. Herr Dr. M. Mühlberg in Aarau hatte die Freundlichkeit, dieselben zu bestimmen; die einen gehören zu Pentacrinus, Gruppe des basaltiformis c./ psilonoti Quenstedt (unterer Lias); die andern gleichen dem von A. Heim[1] bestimmten Pentacrinus tuberculatus von Mutschnengia (unterer Lias).

Diese Schiefer enthalten Biotit, Granat und sehr unvollkommen ausgebildeten Staurolith. Direkt nach Osten, im Horizontalabstand von kaum 500 M. finden wir wieder Pentacrinitenbreccien in schwarzen Tonschiefern; aber diese Tonschiefer sind nicht umgewandelt; es sind glatte Schiefer ohne irgendwelche Mineralneubildung, auch da nicht, wo sie an den Granit grenzen. So bleiben sie fast unverändert bis zum Scopigipfel und zum Teil auf dessen Südgrat, bis wieder in der Nähe der Trias von der Ganna nera die grossen Staurolithe und Granate, die allerdings schlecht ausgebildet sind, hervortreten. Man sieht daraus, *dass die Regionalmetamorphose diese Umwandlungen nicht bewirkt haben kann.*

Fassen wir die Tektonik ins Auge, so sehen wir, dass für Muldenbau gar keine Anhaltspunkte vorhanden sind, man müsste denn einige Schichten ausquetschen. Doch kann man sich dann fragen, wo eigentlich die vielen bei früheren und jetzigen Profilkonstruktionen der Alpen ausgequetschten Massen, die zusammen ein recht ansehnliches Gebirge ergeben, geblieben sind. Mir scheint, dass in *der Tektonik der autochthonen Sedimente der Zentralmassive die Diskontinuität* ein ganz wesentlicher Zug ist. Das ist eine Ansicht, die schon A. Rothpletz für das Vorderrheintal aufgestellt hat. M. Bertrand's *Theorie des nappes* ist gerade wegen der Diskontinuität, die sie fordert, ein so gewaltiger Fortschritt gewesen. Liegende Falten haben sich wohl nur sekundär an der Stirne oder an der Unterlage gebildet oder sind präexistierende Mulden und Sättel gewesen.

Jedoch ebensowenig wie die Urseren, Piora- und Blegnozone, können Rheintal und Bedretto, wenn man exakte Kartierung und Profile betrachtet, als Mulden aufgefasst werden.

[1] Loc. cit. Tafel V, Fig. 9.