

GEOLOGIE DER ALETSCHEGION (VS)

von Albrecht Steck¹

RÉSUMÉ

La géologie de la région d'Aletsch

Le massif de l'Aar forme le plus grand massif cristallin externe des Alpes centrales. Dans la région d'Aletsch, décrite dans ce travail, on distingue un vieux socle, les corps intrusifs du granite central de l'Aar et son cortège filonien (aplites, quartz porphyres et lamprophyres).

Le vieux socle est constitué par des migmatites avec une histoire complexe et par des granites, granodiorites, et tonalites. Les structures des migmatites sont souvent très spectaculaires. On distingue des mobilisats granitoïdes, issus d'une fusion partielle de la roche et une partie plus réfractaire, recristallisée à l'état solide sous les conditions du faciès amphibolite élevé. Sur la carte géologique ces migmatites sont subdivisées en gneiss à plagioclase et biotite, gneiss à deux feldspaths et biotite, gneiss œillés à biotite et à hornblende, amphibolites rubannées et agmatites.

Les granites, granodiorites et tonalites à biotite, et les tonalites à biotite et hornblende sont des roches qui ont cristallisé à partir de magmas issus d'une fusion partielle ou complète de la roche (anatexie) lors de la migmatisation.

L'ensemble des roches du massif de l'Aar a subi les effets de l'orogénèse alpine avec formation d'une schistosité de direction nord-est fortement inclinée vers le sud-est. On distingue tous les stades de déformation entre des roches non déformées qui ont conservé leurs structures préalpines et des gneiss, et des blastomylonites qui se présentent sous le faciès schistes verts.

EINLEITUNG

Das Aarmassiv bildet das grösste externe Kristallmassiv der Zentralalpen. Als tertiär aufgefaltetes Grundgebirge ist es in einem 120 km langen und 35 km breiten tektonischen Fenster aufgeschlossen. Es wird vom ultrametamorphen Altkristallin und den oberkarbonen Zentralen Aaregraniten aufgebaut. Seine Gipfelfluhr erhebt sich auf eine Höhe von drei- bis viertausend Metern und kulminiert in der

¹ Institut de Minéralogie et Pétrographie, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne.

Aletschregion im 4195 m hohen Aletschhorn und weiter im Osten im 4274 m hohen Finsteraarhorn. Am Massiv-Südostrand hat sich der Oberlauf des Rotten (Rhône) tief in die weichen Sedimente der 1-2 km breiten Urserenzone eingeschnitten. Diese steilstehende Zone von graugrünen permischen Phylliten, Psammiten und Psephiten trennt das Aarmassiv von den altkristallinen Gneisen des Gotthardmassivs und seiner südlichen Sedimentbedeckung, dem gotthardmassivischen Lias. Dieser grenzt tektonisch an die braunen Kalkglimmerschiefer («Bündnerschiefer») des Penninikums, welche den Bergkamm von Breit- und Fülhorn aufbauen.

Eine systematische geologische Kartierung der Aletschregion begann in der Mitte des 19ten Jahrhunderts durch VON FELLEBERG (1893). In einer umfangreichen Monographie beschreibt dieser Geologe das Aarmassiv, westlich der Grimsel. Diese geologischen Aufnahmen sind anfangs dieses Jahrhunderts durch die Untersuchungen von SWIDERSKI (1919) und HUTTENLOCHER (1921a, b, 1933 und 1947) ergänzt worden. Es folgen Spezialuntersuchungen von kleineren Gebieten, so in der Aletschregion die Arbeiten von ZBINDEN (1949), LABHART (1965, 1969) und STECK (1966a + b, 1968). LISZKAY (1965) beschreibt die triasischen und liasischen Einheiten der südlichen Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs. Während BOLLI et al. (1979) die Kalkglimmerschiefer des nordpenninischen Saumes diskutieren. In der vorliegenden Arbeit beschränken wir uns auf eine Beschreibung der Gesteine des Aarmassivs und der Urserenzone.

DAS ALTKRISTALLIN DES AARMASSIVS

Biotit-Augengneise und Biotit-Plagioklasgneise bilden die dominierenden Gesteine des Altkristallins. Amphibolite und Schollenamphibolite sind seltener. Letztere treten meist im Verband von schlierigen oder gebänderten Biotit-Plagioklasgneisen auf. Amphibolitschollen findet man dagegen in allen Gneistypen, am häufigsten in den kalifeldspatarmen oder freien Gneisen. Am Unterbächgletscher sind meter bis dekameter grosse Serpentinlinsen den Bänderamphiboliten und Biotitplagioklasgneisen eingeschlossen. Marmore und Kalksilikatfelsen sind äusserst selten und auf der Karte nicht ausgeschieden. Die Gesteine des Altkristallins stellen meso- bis katametamorphe Produkte von Arkosen und Grauwacken, basischen Tuffen und Gängen, und Peridotiten dar. Die Gesellschaft von basischen und ultra-

mafischen Gesteinen mit Biotit-Plagioklas- und Biotit-Zweifeldspatgneisen kann als eine Ophiolith-Sedimentserie paläozoischen oder präkambrischen Alters gedeutet werden. Die Strukturen im Aufschlussbereich zeigen die typischen Merkmale von Migmatiten, welche im Grenzbereich von metamorphen und magmatischen Prozessen entstanden sind. Man erkennt neben metamorphen Mineralparagenesen der höheren Amphibolitfazies, gleichzeitig differenzierte und kristallisierte Mobilisate granitoider Zusammensetzung. Letztere können in vielen Fällen als Produkte einer teilweisen oder vollständigen Aufschmelzung (Anatexis) des Gesteins gedeutet werden. SEDERHOLM (1907) hat für solche «Mischgesteine», welche aus a) einem in festem Zustand umkristallisierten Teil (Paläosom und Restit) und b) einem aus flüssiger Phase kristallisierten oder durch Stoffwanderung angereicherten, granitoiden Teil (Neosom) bestehen, den Begriff *Migmatit* definiert. Die Figuren (1a-f) Zeigen Strukturbilder solcher Migmatite aus dem westlichen Aarmassiv. Die Migmatite werden vom porphyrischen und feinkörnigen Biotitgraniten, -granodioriten und -tonaliten durchsetzt. Diese magmatischen Gesteine schneiden an gewissen Kontakten die Migmatitstrukturen scharf ab, während andernorts die Strukturen der Magmatite fließend in diejenigen der Migmatite übergehen (HUTTENLOCHER, 1933, STECK, 1966). Aus diesen Verbandsverhältnissen halten wir es für wahrscheinlich, dass während der regionalen Ultrametamorphose anatektische Magmen, als parautochthone Granite (READ, 1956) in der Nähe ihres Bildungsortes erstarrt sind.

Granitschmelzen eutektischer Zusammensetzung entstehen nach den Experimenten von WINKLER und VON PLATEN (WINKLER, 1979) mit natürlichen Grauwacken bei Temperaturen ab ungefähr 685° C bei 2 kbar Wasserdruck. Aus diesem Schmelzpunkt silikatischer Gesteine und einem mittleren geothermischen Gradienten von 30° C/km lässt sich eine Erdkrustentiefe von mehr als 22 km für die Anatexis bestimmen.

Die gebänderten und schlierigen Planarstrukturen der Migmatite des Altkristallins streichen im Allgemeinen wie die jüngere alpine Schieferung nordost und fallen steil gegen Südosten ein. Nur im Bereich von Faltenscharnieren beobachtet man Querstrukturen (LABHART, 1965; STECK, 1966). Die Achsen dieser präalpinen Falten fallen mit 30-40° gegen Südwesten ein. Diese Falten, aber auch Scherzonen, Boudinage-Strukturen und Agmatite zeugen von einer synmigmatischen Deformation des Altkristallins. In den Migmatitaufl-

schließen können häufig verschiedene Generationen von granitoiden Gängen unterschieden werden. Es stellt sich deshalb die Frage, ob die Migmatite des Aarmassivs während einem oder mehreren ultrameta-morphen Ereignissen entstanden sind.

Das Alter der Migmatite konnte bis heute weder mit stratigraphischen Kriterien noch mit radiometrischen Methoden bestimmt werden. Wir wissen nur, dass die Migmatite älter sind als die oberkarbo-nen Intrusionen der Zentralen Aaregranite.

Während der alpinen Orogenese sind die Gesteine des Altkristal-lins in wechselndem Masse deformiert worden und unter den Bedin-gungen der höheren Grünschieferfazies umkristallisiert.

- Fig. 1. Migmatitstrukturen von alpin nicht deformierten Gesteinen des Altkristallins.
- a) Hornblendeführender Biotit-Plagioklasbändergneis mit unregelmässiger Kalifeldspatblasten-Lage (Kf) und Entwicklung von granodioritischen Gängen in Scherzonen (G), (Unterbächgletscher).
 - b) Agmatit: Der Amphiolit (A) ist von spaltenfüllenden granitoiden Gängen (G) durchadert, (Unterbächgletscher).
 - c) In diesem schlierigen Zweifeldspat-Biotitgneis ist ein Amphibolitband (A) während der Migmatisation in Schollen zerlegt worden (Grubengletscher, Haslital).
 - d) und e): Mit zunehmender Aufschmelzung (Anatexis) entwickelt sich das «Migma» zum Magma. Amphibolite (A) mit ihrem hohen Schmelzpunkt bleiben als Schollen erhalten. In den Biotitgneisschollen (B) der Fig. d) ist die präexistierende Hornblende durch Biotit verdrängt worden. (d) Beichgrat, Oberaletsch, e) Burg, Fieschertal).
 - f) Biotitgranodiorit vom Grisighorn-Nordgrat mit nebulitischen Schlieren und grauen Kalifeldspatblasten (Kf).

Structures de migmatites du vieux socle (roches non déformées lors de l'orogè-nèse alpine):

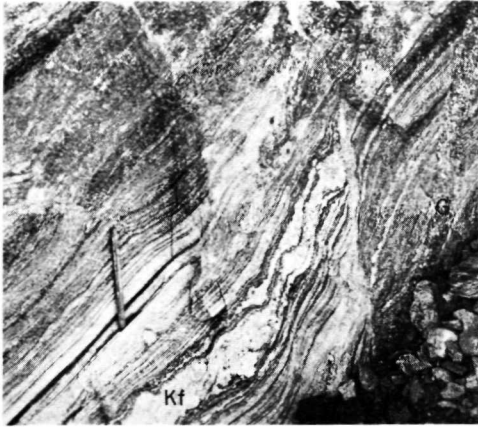
a) Gneiss rubané à biotite et hornblende avec couche irrégulière de blastes de feldspath potassique (Kf) et avec des filons granitoïdes (G), développés dans des zones de cisaillement (glacier d'Unterbach).

b) Agmatite: l'amphibolite (A) est recoupée par des filons granitoïdes (G), (glacier d'Unterbach).

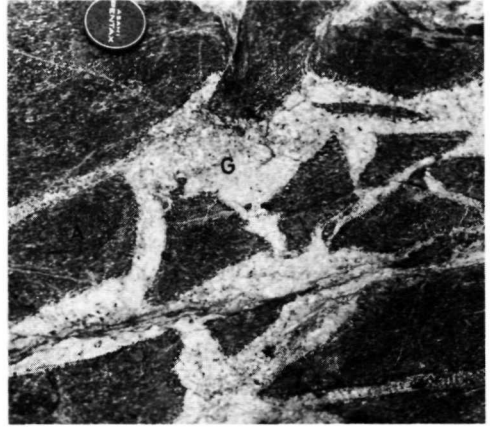
c) Dans ce gneiss à deux feldspaths et biotite, un ruban d'amphibolite (A) a été tronçonné lors de la migmatisation (Grubengletscher, Haslital).

d et e) Lors de la fusion progressive le «migma» devient magma. Les amphibolites (A) à point de fusion élevé sont conservées sous forme d'enclaves. Dans l'enclave à biotite de la fig. d, la hornblende est remplacée par la biotite (d) Breichgrat, Oberaletsch, e) Burg, Fieschertal).

f) Granodiorite à biotite de l'arête N du Grisighorn avec des structures nébulitiques et des porphyroblastes de feldspath potassique (K).



a)



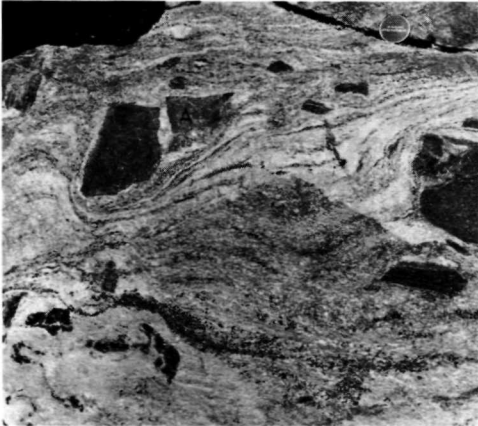
b)



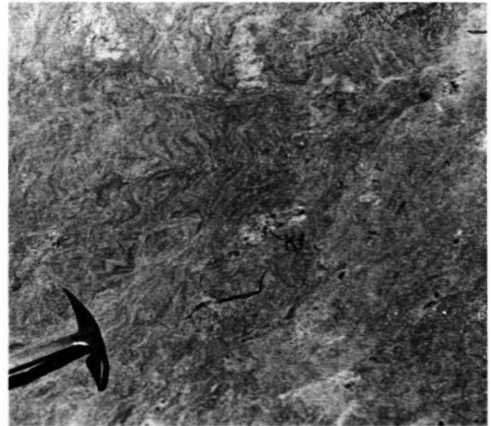
c)



d)



e)



f)

Biotitplagioklasgneise, Biotit-Zweifeldspatgneise und Biotitaugengneise

Die Biotit-Plagioklasgneise mit ihrem einfachen Mineralbestand der Amphibolitfazies von Quarz, Plagioklas und rotbraunem Biotit gehen mit zunehmendem Kalifeldspatgehalt fliessend in die Biotit-zweifeldspatgneise und die Biotit-Augengneise über. Almandinreicher Granat und Hornblende können als Nebengemengteile in diesen Gneisen auftreten. Der Biotit ist in dunklen Lagen angereichert, welche mit hellen Quarz-Feldspatbändern oder Schlieren abwechseln. Manigfaltige schlierige und gefälte Strukturen widerspiegeln Deformations- und Kristallisationsprozesse im Grenzbereich von festem und flüssigem Zustand. Eine regelmässige Bänderung ist häufig in den kalifeldspatfreien Typen erhalten, während mit zunehmendem Kalifeldspatgehalt (= Erniedrigung des Schmelzpunktes des Gesteins) die schlierigen Strukturen unregelmässiger werden (Fig. 1a, c).

In den *Biotit-Augengneisen* sind die Kalifeldspäte einerseits als hypidiomorphe oder idiomorphe, bis centimeter-grosse Augen kristallisiert, andererseits bilden sie einen wichtigen Bestandteil der feinkörnigen Matrix. Die Struktur ist homogen oder schlierig und Übergänge zu augenfreien Gneistypen sind verbreitet. Die Augengneise können auch intrusiv in Form von Stöcken oder Gängen diskordant ältere Migmatitstrukturen durchschlagen. Es sind dies zum Teil die gleichen Augengneise, welche graduel in schlierige und gebänderte Migmatite übergehen. Nach den Untersuchungen von LABHART (1965) entwickelten sich die Kalifeldspatgroszkristalle meist als Idioblasten, durch Wachstum im festen Metamorphit, in gewissen Augengneistypen jedoch auch als idiomorphe Einsprenglinge einer granitischen Schmelze.

In diesen Biotit-Plagioklas- und Biotit-Zweifeldspatgneisen sind Amphibolit-, Hornblendit-, und Aktinolithfelsschollen verbreitet; Serpentineinschlüsse sind seltener. Grössere Serpentinlinsen sind den Amphibolitziügen und den Biotit-Plagioklasgneisen am Unterbächgletscher eingelagert. Nach ZBINDEN (1949) findet man Topfsteinblöcke, welche aus dem Grossgraben stammen, in den Hausmauern von Ried. Die Amphibolitschollen werden als Bruchstücke («boudins») von basischen Intrusivgängen und Tufflagen gedeutet. Die Fig. 1c zeigt die Zerlegung eines basischen Ganges während der Ultrametamorphose. In kalifeldspatführenden Gneisen sind die Amphibolitschollen vom Rande her teilweise oder vollständig in Biotit-

fels umgewandelt worden. Die Hornblendit-, Aktinolithfels-, Topfstein- und Serpentin-Vorkommen werden als metamorphe, bzw. metasomatische Umwandlungsprodukte von Ultramafititen und Peridotiten gedeutet.

Während der alpinen Orogenese sind diese hochmetamorphen Gneise mit wechselnder Intensität deformiert und mylonitisiert worden und unter den Bedingungen der Grünschieferfazies umkristallisiert. Der Plagioklas hat sich beim Prozess der Saussuritisierung in Albit mit Einschlüssen von Serizit und Epidot, seltener auch Calcit umgewandelt. Der primär rotbraune Biotit ist durch feinschuppigen braunen oder grünen Biotit, Chlorit und feinkörnigen Titanit (Leukoxen) ersetzt worden.

Der Kalifeldspat ist perthitisch entmischt und besonders in kalifeldspatarmen Gneisen durch Schachbrettalbit verdrängt.

Amphibolite, Schollenamphibolite (Agmatite) und Serpentine

Die meisten Amphibolite streichen nordost und fallen steil gegen Südosten ein. Sie gehören zu einer Zone, welche nördlich und südlich den Aaregranzug von Bietsch-, Nest- und Aletschhorn begleiten und sich im Osten in den Amphiboliten des Finsteraarhornes vereinigen. Es sind gebänderte Amphibolite, einzelne homogene und gleichkörnige Metagabbrogänge und Agmatite. Die Bänderamphibolite enthalten gelegentlich Serpentineinschlüsse. Im übrigen Gebiet bilden die Amphibolite unregelmässige Körper. Die grösste Linse steht an den Strassenkehren von Mehlbaum, südlich von Blatten an. Vom 3 km langen und 500 m breiten Vorkommen ist auf der geologischen Karte nur sein nordöstlicher Ausläufer auf dem linken Massaufer sichtbar. Es enthält eine Serpentinlinse, welche im Massabett unmittelbar südlich, ausserhalb der geologischen Karte ansteht. Diese Amphibolitvorkommen ist von den schlierigen Biotit-Plagioklasgneisen des Riederhornes umschlossen. Die Bänderamphibolite und Biotit-Plagioklasgneise sind vor und während der Migmatisation verfaltet worden. Die Faltenachsen fallen mit 30-40° gegen Süd-Südwesten ein (LABHART, 1965). Falten von gleicher Orientierung findet man in den Agmatiten des Unterbächgletschers (STECK, 1966). Neben den auf der Karte ausgeschiedenen grossen Amphibolit- und Serpentinvorkommen sind Amphibolit- und Serpentinitschollen in allen Quarz-Feldspatgesteinen des Altkristallins anzutreffen.

Alle Amphibolittypen werden von granitoiden Gängen durchschlagen und sind stellenweise in Agmatite (= Schollenamphibolite) aufgelöst (fig. 1b). Im Grenzbereich zwischen dem granitoiden Neosom und den Amphiboliten (dem Palaeosom) entwickelten sich Reaktionssäume verschiedener Zusammensetzung. In vielen Fällen ist Biotit an Stelle von Hornblende neu kristallisiert. Seltener ist die dunkelgrüne Hornblende randlich in hellgrünen Aktinolith umgewandelt oder Aktinolithporphyroblasten sind im Quarz-Mikroklin-Plagioklas-Neosom gesprosst (LABHART, 1965).

Während der alpinen Orogenese sind die Amphibolite durch Deformation und Umkristallisation teilweise in Grünschiefer umgewandelt worden. Dabei sind die präexistierenden Paragenesen der höheren Amphibolitfazies: anorthitreicher Plagioklas, Hornblende, \pm Diopsid, \pm Biotit, \pm Granat durch folgende kritische Paragenese der Grünschieferfazies ersetzt worden: Quarz, Albit, Aktinolith, Epidot, Biotit, Titanit, \pm Chlorit, \pm Serizit, \pm Pyrit.

Die Serpentine bestehen im wesentlichen aus Antigorit. Randlich und auf Klüften sind sie in Talk-Aktinolithfels, seltener in Aktinolith-Biotit-Plagioklasfels umgewandelt.

Biotitgranite, -granodiorite, -tonalite und Hornblende-Biotittonalite

Diese granitoiden Intrusivgesteine treten vorwiegend in einer NE-streichenden, ungefähr 11 km breiten Zone auf, welche als nordöstliche Fortsetzung des Baltschiedergranites (SWIDERSKI, 1919, = Wiwannigranit, HUTTENLOCHER, 1921) kontinuierlich vom Gredetsch bis zu den Walliserfiescherhörner zieht und in diesem Streifen den Zentralen Aaregranitzug des Grisighornes und der Fusshörner überlagert und einrahmt. Kleinere Stöcke und Gänge findet man auch im übrigen Altkristallin, so z.B. im Aletschreservat (CRISINEL, 1978) oder in den Hängen ob Fiesch (ZBINDEN, 1949) und andern Orts.

Das Korngefüge ist richtungslos oder, infolge einer jüngeren, hauptsächlich alpinen Vergneisung, paralleltexturiert. Die Struktur ist gleichkörnig oder kleinaugig. Bei den Augen handelt es sich meist um 5 mm bis 1 cm grosse hypidiomorphe oder idiomorphe Kalifeldspäte, seltener um Plagioklase. Als Idioblasten durchsetzen die Kalifeldspäte – oft unabhängig von Gesteinsgrenzen – einen homogenen Granodiorit und einen angrenzenden schlierigen Migmatit. Der mo-

dale Mineralbestand variiert stark, oft innerhalb der gleichen Intrusion: 10-50 % Quarz, 0-30 % Kalifeldspat, 30-80 % Plagioklas und als Nebengemengteile weniger als 10 % Biotit, selten ein almandinreicher Granat und Muskovit in Graniten und Granodioriten. Schliesslich tritt Hornblende als wichtiger Nebengemengteil in gewissen Tonaliten auf.

Diese granitoiden Gesteine enthalten oft Schollen von migmatisierten Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen oder homogenen Biotitgneisen. Dabei beobachtet man alle Übergänge zwischen wenig veränderten Amphibolit- und Biotitgneisschollen und stark umgewandelten Einschlüssen, deren Umriss nur noch undeutlich als nebulitische Strukturen zu erkennen sind. Auch Relikte von schlierigen Migmatitstrukturen können nebulitisch das Gestein durchziehen (Fig. 1f).

Diese strukturellen Beziehungen geben den Eindruck, dass die Granite, Granodiorite und Tonalite des Altkristallins in einem tiefen Erdkrustenniveau unter den Bedingungen der höheren Amphibolitfazies als Produkte der regionalen Migmatisation, nicht weit vom Ort der Anatexis entfernt, erstarrt sind. Dabei dürften die Granite eutektischer Zusammensetzung aus einer Schmelze, die Granodiorite und Tonalite wahrscheinlich aus einem Gemenge von granitischer Schmelze und Kristalleinsprenglingen kristallisiert sein.

Während der tertiären alpinen Metamorphose wurden diese Granite, Granodiorite und Tonalite in Gneise umgewandelt, wobei in stark deformierten Zonen Biotit-Serizitgneise mit der alpinen Paragenese Quarz, Albit, Epidot, Serizit, Biotit, Titanit, \pm Kalifeldspat und \pm Granat entstanden. In gewissen Mylonitzonen findet man noch jüngere retrograde Mineralparagenesen, in welchen der Biotit durch Chlorit verdrängt ist, Calcit als weiteres Calciummineral auftritt, während der alpine Granat verschwindet.

DER ZENTRALE AAREGRANIT

An der Grenze Oberkarbon-Perm intrudierte das zentral-aargranitische Magma in ein nordost-streichendes Kluftsystem des Altkristallins. Im Gebiet zwischen Reusstal und Grimsel erreicht der Zentrale Aaregranit seine grösste Breite von 10 km. Gegen Westen fingert sich diese Granitzone in drei Züge auf. Der nördlichste Zug untertäuft im Aletschhorn die Bändergneise des Altkristallins (VON FELLEBERG, 1893) und formt weiter im Westen die markanten

Gipfel von Wyss-, Nest- und Bietschhorn («Bietschhorngranit»). Die «Grisighorngranitzunge» wird im Lägendgrat (Gredetsch) vom älteren Baltschiedergranit überlagert, bildet die Gipfel des Grisighornes, der Fusshörner, von Zenbächen- und Olmenhorn und taucht schliesslich auf dem linken Ufer des Grossen Aletschgletschers unter die Gneise der Walliser Fiescherhörner ab. Der südlichste Granitzug steht im Gebiet von Strahlhorn und Märjelensee an, sein Westende liegt unter dem Eis des Grossen Aletschgletschers verborgen. Das variskische Alter der Zentralen Aaregranite ist durch eine Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone von 277 ± 35 Millionen Jahren datiert (WÜTRICH, 1965). Der gleiche Autor weist eine alpidische Umkristallisation der Granitminerale während der tertiären Regionalmetamorphose mit Biotit-Abkühlaltern (Rb-Sr-Methode) nach.

Das zentral-aargranitische Magma intrudierte das Altkristallin in einem abgekühlten, höheren Erdkrustenniveau. Dort führte die rasche Kristallisation der Granitschmelze zur Ausbildung einer feinkörnigen (= aplitischen) Randfazies und messerscharfen Eruptivkontakten (Fig. 2a und e). Die mesozonalen Hüllgesteine sind nur sehr schwach kontaktmetamorph überprägt. Durch Kalimetasomatose

Fig. 2. Zentraler Aaregranit.

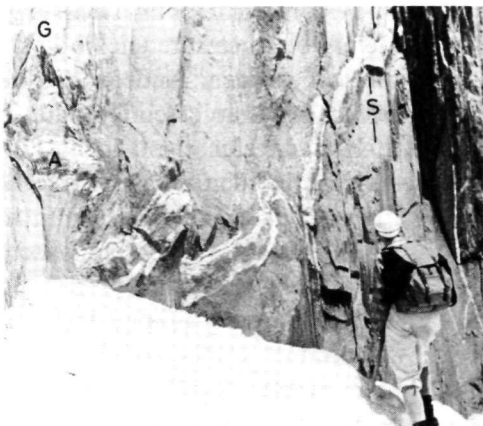
- a) Apophysen (A) des Zentralen Aaregranites mit messerscharfen Intrusivkontakten in einem Biotit-Plagioklasgneis des Altkristallins (Beichgrat, Oberaletsch).
- b) Alpin verfalteter aargranitischer Aplitgang (A) in alpin verschiefertem (S = Schieferung) Biotitgranodiorit (-gneis) (G) des Altkristallins (Prof. Martin Frey ist im Bilde; Rotstockwestgrat, Oberaletsch).
- c) Biotit- (B) und Aplitschlieren (A) in richtungslos- und gleichkörnigem Zentralen Aaregranit (Unterbächgletscher).
- d) Alpin verschieferter (S = Schieferung) Zentraler Aaregranit mit Biotitschlieren (B), geplätteten Hornfelsschollen (H) und einem verfalteten Aplitgang (A) (Fieschergletscher).
- e) Intrusivkontakt (K) des Zentralen Aaregranites am Grisighorn-Nordgrat. B = Biotit-Granatnester in der aplitischen und porphyrischen Randfazies. H = Hornfelsscholle, A = Aplitgang; G = Biotitgranodiorit mit nebulitischen Schollen des Altkristallins.
- f) Alpin nach verschiedenen Systemen verschieferter Zentraler Aaregranit vom Hohstock-Südgrat.

Granit central de l'Aar:

- a) *Apophyses (A) du granit central de l'Aar avec contacts nets avec un gneiss à plagioclase et biotite du vieux socle (Beichgrat, Oberaletsch).*
- b) *Filon d'aplite (A) du granit central de l'Aar dans une granodiorite (G) du vieux socle, plissé lors de l'orogénèse alpine. (S) est la schistosité tertiaire développée lors de ce processus. (Arête ouest du Rotstock, Oberaletsch).*
- c) *Rubans de biotite (B) et d'aplite (A) dans le granit à texture grenue et non orientée (Glacier d'Unterbäch).*
- d) *Granit central de l'Aar transformé en gneiss granitique lors des déformations alpines (S = schistosité, B = ruban à biotite, H = enclaves aplaties dans le plan de la schistosité (S), A = aplite plissé) (Fieschergletscher).*



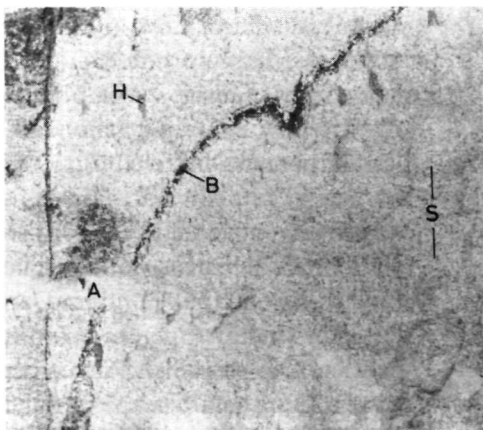
a)



b)



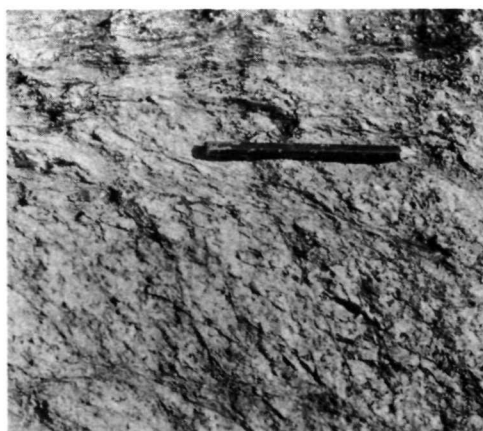
c)



d)



e)



f)

sind Hornblenden in altkristallinen Amphiboliten in einem dezi-meter- bis meterbreiten kontaktparallelen Streifen in Biotit umgewandelt worden. Andererseits diffundierten Stoffe aus dem Nebengestein in die aplitische Randfazies, wo an verschiedenen Stellen Biotit-Granatnester entstanden (Fig. 2e). Pegmatit-, Aplit- und Biotit-schlieren bilden in der Grisighorngranitzunge ein konzentrisches Fließgewölbe, welches für Intrusionen von hochviskosen granitischen Magmen charakteristisch ist (STECK, 1966). Die Fig. 2e und 3a zeigen einen typischen Aaregranit mit Biotit-Aplitschlieren, welcher von der alpinen Deformation verschont blieb. Der Zentrale Aaregranit besteht aus 20-40 Vol % Quarz, 25-50 % Kalifeldspat, 25-35 % Plagioklas und 3-6 % rotbraunem Biotit. In einer aplitischen oder pegmatitischen Fazies kristallisierten selten Muskowit, eine Almandin-Spessartin-Granat, Magnetit und Molybdänglanz. Dieser Granit ist während der aplidischen (= tertiären) Vergneisung in wechselndem Masse in eine Paragenese der Grünschieferfazies mit den Mineralien: Quarz, Albit, Kalifeldspat, Phengit, Epidot, grüner Biotit, Titanit, \pm Granat (aus je $\frac{1}{3}$ Almandin, Spessartin und Grossular-komponente bestehend), \pm Stilpnomelan, umgewandelt worden. In den Zentralen Aaregraniten können drei Schollentypen unterschieden werden: a) xenolitische Hornfelschollen, von Biotitgranodioritischer bis -tonalitischer Zusammensetzung treten vorwiegend in Kontaktnähe und im Dach der Intrusionen auf. b) «Basische Putzen» sind an eine etwas biotitreichere Fazies der Aaregranite gebunden. Die basischen Putzen deutet STALDER (1964) als Agglomerate von Erstkristallisaten, c) Schollen von zentralem Aaregranit im gleichen Granit zeugen von der Mehrphasigkeit der Platznahme und Kristallisation der granitischen Schmelze. Man findet auch Stellen in Kontaktnähe, wo der Granit mit einem Intrusivkontakt und unter Ausbildung einer aplitischen Randfazies an einen grobkörnigen, etwas früher kristallisierten Zentralen Aaregranit grenzt.

Die mineralogische und chemische Zusammensetzung (HÜGI, 1956) der Zentralen Aaregranite entspricht der Zusammensetzung von Erstschnmelzen, welche v. PLATEN und WINKLER (WINKLER, 1979), im Experiment aus Paragneisen und Tonen erhalten haben. Es liegt deshalb nahe, die Entstehung des zentralaaregranitischen Magmas als Produkte der Anatexis (= Aufschmelzung) der tiefern Erdkruste zu interpretieren.

Unter welche geologischen Bedingungen und wann diese Anatexis stattfand, wissen wir jedoch nicht.

Die post-aaregranitischen Ganggesteine und Mineralisationen

Unmittelbar nach der Platznahme des «Grisighorngranites» kristallisierten Mineralisationen mit den Sulfiden: Magnetkies, Kupferkies, Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende und Molybdänglanz (STECK, 1966b). Sie bilden echte, spaltenfüllende Gänge und – hinsichtlich ihrer Erscheinungsweise – greisenähnliche, metasomatische Gänge, die Ost-West streichen und senkrecht stehen. Am Grisighorn durchschlagen diese Mineralisationen diskordant den Kontakt des Zentralen Aaregranites mit einem Biotitgranodiorit des Altkristallins. Einige Erzgänge werden ihrerseits von jüngeren Apliten durchschlagen. *Aplitgänge* durchziehen in vielen verschiedenen Richtungen die Zentralen Aaregranite. Im Altkristallin streichen die meisten Aplite wie auch die *Apophysen* der Zentralen Aaregranite nordost und fallen steil gegen Südosten ein. Nach den Apliten folgen nacheinander die Intrusionen der *Quarzporphyre* und der *Lamprophyre*. Die alpin regelmässig verschieferten Quarzporphyre sind noch bis vor wenigen Jahren von den Handwerkern der Gegend zur Herstellung von Dachplatten ausgebeutet worden, so zum Beispiel im Chelchgrabe südlich der Alpe Bäll oder beim Dorf «Blatte». Der Steinhauer bezeichnet das Gestein als «Plattestei». Wahrscheinlich hat sich der Name Blatte ursprünglich auf die Plattenstein-Vorkommen in der Umgebung des Dorfes bezogen.

Die *Quarzporphyre* sind in der Grisighorngranitzunge im gleichorientierten Spaltensystem intrudiert wie in den Gneisen des Altkristallins (STECK, 1966). Die Quarzporphyryplatten fallen durchschnittlich mit Fallazimut 150° und Fallwinkel 70° gegen Südosten ein. Die jüngeren *Lamprophyrgänge* sind weniger gut geregelt als die Quarzporphyre. Die meisten Lamprophyre sind Kersantite; Spessartite und Vogesite sind seltener. Scheelit- und Wolframitführende *Molybdänglanz-Quarzgänge* und *-nester* sind im Dach der Granitintrusionen verbreitet. Im Gebiet Lägengrat-Alpjahorn (Lagerstätte der Galkikumme) durchsetzen zahlreiche Molybdänglanz-Quarzgänge eine präalpin zerscherte Zone in den Biotit-Bändergneisen des Altkristallins. Einige der Gänge durchschlagen postaaaregranitische Quarzporphyre (STECK et al., 1970).

Die verschiedenen Mineralisationen und Ganggesteine sind räumlich an die Granitintrusionen gebunden und gehören zum magmatischen Zyklus der Zentralen Aaregranite. Eine Ausnahme bilden vielleicht die Quarzporphyre, welche in der 23 km langen

Zone von Ausserberg-Blatten-Bettmerhorn auftreten. Es ist jedoch möglich, dass auch diese Gänge in der Tiefe mit einem Magmaherd der Zentralen Aaregranite im Zusammenhang stehen.

Es ist wahrscheinlich, dass die Quarzporphyre des zentralen und westlichen Aarmassivs Ganggesteinsäquivalente des rhyolitisch-dazitischen Vulkanismus im östlichen Aarmassiv darstellen. Die vulkanitführenden Sedimente des Biffertengrätli sind nach JONGMANS (1960) mit einer Stephanien-A-Flora datiert.

Fig. 3. a) Zentraler Aargranit mit richtungslos- und gleichkörnigem Magmatitgefüge und Aplit- (A) und Biotitschlieren (B). Der graue durchsichtige Quarz, die Milchigweissen Feldspäte und der schwarze Biotit lassen sich gut unterscheiden (Detail der Fig. 2c, Unterbächgletscher).

b) Dünnschliffbild einer alpin sehr wenig veränderten Gasterngranitprobe. Der xenomorphe Quarz (Q) ist leicht plastisch deformiert, der xenomorphe Kalifeldspat (K) perthitisch entmischt, der subidiomorphe Plagioklas (P) serizitisiert und der Biotit (B) in Chlorit umgewandelt. (Gasterntal).

c) Dünnschliffbild eines alpin verschieferten Quarzporphyrs vom Hohstock-Südgrat mit korrodierten Quarz- (Q) und Plagioklas- (P) Einsprenglingen und feinkörnig rekristallisiertem Biotit (B).

d, e) und f) Dünnschliffbilder von alpin zunehmend deformiertem Zentralem Aaregranit: d) Mittagfluh-Granitprobe aus dem Haslital mit gut erhaltenem magmatischem Gefüge. Im plastisch deformierten Quarz (Q) ist feinkörniger Quarz in stark deformierten Zonen (R) neu kristallisiert.

e) In diesem stärker deformierten Zentralen Aargranitgneis vom Hohstock-Südgrat ist praktisch aller Quarz in einem feinkörnigen Mosaikgefüge rekristallisiert.

f) In einer stark deformierten Zone ist der Granit in einen Blastomylonit mit einer feinkörnig kristallisierten Matrix und vereinzelt Quarz- und Feldspat-Porphyrklasten umgewandelt worden.

a) Granit central de l'Aar à texture magmatique grenue et non orientée avec rubans d'aplités (A) et de biotite (B). Le quartz gris et transparent, les feldspaths blanc-laiteux et la biotite noire sont bien reconnaissables (détail de la fig. 2c, Glacier d'Unterbach).

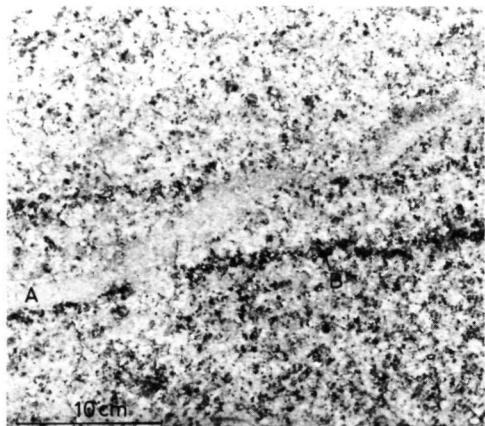
b) lame mince d'un échantillon de granit de Gastern. Le quartz xénomorphe (Q) a subi une légère déformation plastique, le feldspath potassique xénomorphe (K) est transformé en perthite, le plagioclase subidiomorphe (P) est séricitisé et la biotite (B) transformée en chlorite (Gasterntal).

c) lame mince d'un quartzporphyre à déformation alpine de l'arête sud du Hohstock avec des phénocristaux de quartz (Q) et de plagioclase (P) et de la biotite recrystallisée (B).

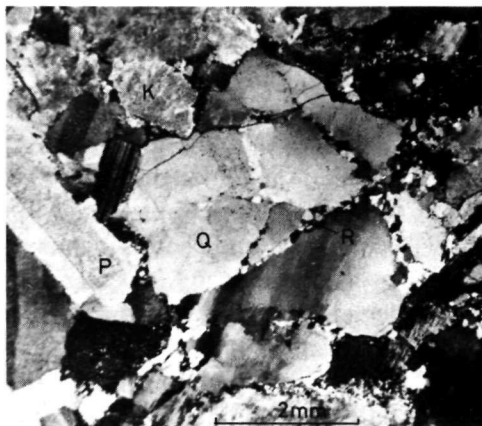
d, e et f) Lames minces montrant des stades de déformation progressive du granit central de l'Aar: d) granit de la Mittagfluh (Haslital) à texture magmatique bien conservée. Ce n'est que dans des zones fortement déformées (R) du quartz (Q) que de nouveaux petits grains de quartz ont cristallisé.

e) Dans ce granit plus fortement déformé de l'arête sud du Hohstock, tout le quartz a recrystallisé en formant une texture en mosaïque.

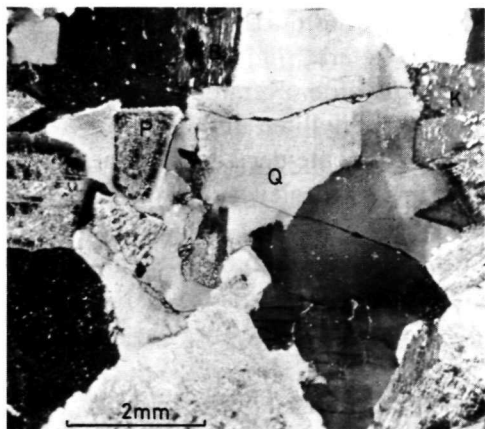
f) Dans une zone de très forte déformation, le granit a été transformé en blastomylonite à matrice finement recrystallisée et à porphyroblastes de quartz et de feldspath isolés (arête sud du Hohstock).



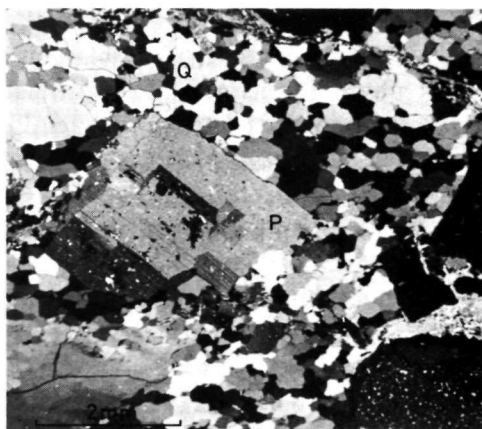
a)



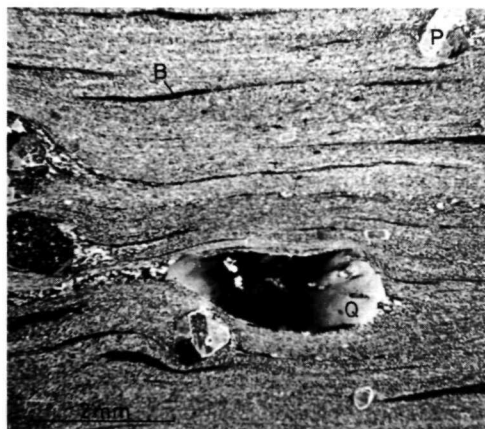
d)



b)



e)



c)



f)

DIE PERMISCHEN PHYLLITE, PSAMMITE UND KONGLOMERATE DER URSERENZONE

In der Urserenzone stehen alpin monometamorphe graugrüne Phyllite, Psammite und Konglomerate an, welche im Norden tektonisch an die Serizitgneise des Aarmassivs grenzen. Diese Sedimente, wahrscheinlich permischen Alters, wurden von ZBINDEN (1949) mineralogisch und chemisch analysiert. Sie zeigen eine grosse Variation im Mineralbestand, welcher sich in den chemischen Analysen wieder spiegelt. Die Zusammensetzung wechselt zwischen Arkosen, Grauwacken und Mergeln.

Als Geröllkomponenten der polygenen Konglomerate beschreibt ZBINDEN: Aplitgranite und Granite, Gneise, Pegmatite, Keratophyre, Quarzite und Feldspäte. Eine Besonderheit der Konglomerate der Urserenzone sind die Keratophyrgerölle, welche durch Ti-haltigen Hämatit (NIGGLI, 1944) blau bis blauviolett gefärbt sind. Als Keratophyre bezeichnet man albitreiche Alkalirhyolite. Keratophyr tritt auch in alpin stark geplätteten Linsen in den Phylliten und Psammitten auf. ZBINDEN deutet die permischen Sedimente der Urserenzone als kontinentale bis lagunäre Ablagerungen, begleitet von einer alkalirhyolitischen vulkanischen Tätigkeit.

Nordöstlich von Mörel ist den permischen Phylliten eine Augengneisschuppe des Aarmassivs tektonisch zwischengeschaltet.

ALPINE TEKTONIK UND METAMORPHOSE

Die Gesteine der Aletschregion wurden während der alpinen Gebirgsbildung von einer epizonalen Umkristallisation und gleichzeitigen Deformation betroffen. Die wichtigste alpine Struktur ist eine nordost-streichende und steil südost-fallende Schieferung. Am Westende des Aarmassivs kann diese Struktur als Axialflächenschieferung Grossfalten zugeordnet werden, welche die ursprünglich horizontale Auflagerungsfläche der Trias und die mesozoischen Sedimente verfallen (STECK, 1968, 1984). Solche alpine Falten können auch im Massivinnern an Gesteinsgrenzen beobachtet werden (Fig. 2b). In den Zentralen Aaregranit-Gneisen sind Hornfelsschollen in der Schieferungsebene geplättet (Fig. 2d). Die geometrische Analyse der Schollen der Grisighorngranitzunge ergibt für das Deformationsellipsoid ein Achsenverhältnis von $X : Y : Z = 2 : 1,2 : 0,4$. Mit andern

Worten, der Granitkörper ist um 60 % seiner ursprünglichen Nord-west-Südost-Ausdehnung (senkrecht zur Schieferung) verkürzt, um 20 % im Massivstreichen gelängt und 100 % in subvertikaler Richtung gestreckt, worden. Um ähnliche Beträge ist die Form des ganzen Aarmassivs verändert worden. Die Deformation ist jedoch heterogen. Duktilere Gesteine, wie z.B. die permischen Sedimente der Urserenzone oder die Lamprophyre und Quarzporphyre des Aarmassivs, sind stets stärker zerschert als die Migmatite des Altkristallins oder der Zentrale Aaregranit. Aber auch in diesen «kompetenten» Gesteinen findet man alle Übergänge zwischen unversehrten Zonen und alpinen Gneisen und Blastomyloniten. Die Gesteinsdünnschliffbilder (Fig. 3d-f) illustrieren die Veränderung des Mineralgefüges beim Übergang vom massigen Granit über den Granitgneis zum Blastomylonit. Die Deformation geht mit der alpinen Umkristallisation Hand in Hand. In den durchbewegten Gesteinspartien zirkulieren (diffundieren) bevorzugt die für die retrograden Hydrationsreaktionen notwendigen wässrigen Lösungen.

Andererseits bestimmen die Umkristallisation, die Drucklösung und die diffusive Stoffwanderung den Deformationsmechanismus. Im Granit kristallisieren Quarz, Albit, Biotit, Serizit und Epidot während der mechanischen Durchbewegung. In dieser plastischen Matrix verhalten sich die Kalifeldspäte als passive Klaster.

Die Zusammensetzung der tertiären Mineralgesellschaften variiert mit dem Gesteinschemismus. Als kritische Paragenesen der höheren Grünschieferfazies sind in Metagraniten Quarz-Mikroklin-Albit-Epidot-Serizit-Biotit und in Metabasiten Albit-Epidot-Biotit-Aktinolith während der Metamorphosekulmination im thermodynamischen Gleichgewicht kristallisiert. Geologische Thermometer erlauben eine Bestimmung der Metamorphosebedingungen. Nach der Elementverteilung in Kalifeldspatplagioklas- und Granat-Phengitpaaren von Granitgneisen aus dem Bietschtal dürften nach HAMMERSCHLAG (1984) Temperaturen um 400° C bei der tertiären Metamorphose erreicht worden sein. Jüngere retrograde Mineralgesellschaften findet man in Mylonitzonen und in den alpinen Zerrklüften. Die Paragenesen der alpinen Zerrklüfte sind in STALDER et al. (1973) ausführlich beschrieben.

JUNGE BRÜCHE, SACKUNGEN UND HACKENWURF

Zahlreiche tertiäre Blastomylonitzonen (in der Legende der geologischen Karte als «alpiner Bruch» bezeichnet) enthalten postkristalline Ruschelzonen. Die wichtigsten Bruchsysteme sind nordost-streichende antithetische Brüche und ost-streichende dextrale Blattverschiebungsf lächen. Diese Störungen waren vielleicht noch in jüngster Zeit aktiv. Beim Durchstich des Riederhornwasserstollens sind zahlreiche Quellen der Riederalp durch Entwässerung durch solche mit Kluftlehm gefüllte, dezimeter mächtige Gesteinsspalten versiegt (FURRER, 1948). Während und nach dem Rückzug der eiszeitlichen Aletsch- und Rhonegletscher entwickelten sich an verschiedenen Stellen an den steilen Talflanken, durch gravitative Bewegungen, tiefgreifender Hakenwurf und grossräumige Sackungen, deren Anrisse oft mit jungen Brüchen zusammenfallen. Die wirre Tektonik der Sackung von Belalp-Blatten ist im Bruchi abgeschlossen. In ähnlicher Weise ist die rechte Talflanke des Rhonetales zwischen Mörel und Fieschertal versackt (Tafeln 1 + 2). Spektakulär sind die rezenten Sackungen rechts- und linksufrig der Aletschgletscherzunge beim Ausfluss des Oberaletschbaches. Gegenüber diesen auffälligen gravitativen Oberflächenbewegungen sind die von erdinnern Kräften erzeugten und gesteuerten Bewegungen der Alpen unsichtbar. Die Geodäten der eidgenössischen Landestopographie konnten mit Präzisionsnivelement-messungen, welche im Zeitabstand von 50 Jahren durchgeführt wurden, nachweisen, dass sich die Alpen gegenwärtig mit einer mittleren Bewegungsrate von 0,5 mm/Jahr heben (JEANRICHARD, 1972). Im Aarmassiv betragen diese Hebungen 1 mm/Jahr. Diese Heraushebung wird durch die intensive Erosion im Gebirge kompensiert.

Literaturverzeichnis

(SMPM = Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.)

- AUBERT, D. 1981. *Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais*. Thèse Lausanne. Bull. Murithienne 97: 101-169.
- BOLLI, H., M. BURRI, A. ISLER, W. NABHOLZ, N. PANTIC et P. PROBST. 1980. *Der nordpenninische Saum Zwischen Westgraubünden und Brig*. Eclogae geol. Helv. 73/3: 779-797.
- CRISINEL, A. 1978. *Géologie de la réserve naturelle de la forêt d'Aletsch (Valais-Suisse)*. Bull. Murithienne 95: 45-58.
- DOLIVO, E. 1982. *Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel*. Matér. Carte géol. Suisse, N.S. 157. 82 p.
- V. FELLEBERG, E. 1887. *Granit und Gneiss in den Berner Alpen*. Mitt. natf. Ges. Bern: 89-110.
- 1893. *Geologie Beschreibung des Westlichen Theils des Aarmassivs. I. Beschreibung desjenigen Theiles von Blatt XVIII, welcher zwischen dessen Nordrand, dem Südabsturz der Blümlisalpkette und der Rhone liegt*. Beitr. geol. Karte 21/1, Bern.
- FRANKS, G.D. 1968. *A Study of Upper paleozoic Sediments and Volcanics in the northern Part of Eastern Aar Massif*. Eclogae geol. Helv. 61/1: 49-140.
- FURRER, H. 1948. *Das Sackungsgebiet von Greich-Goppisberg, nördlich Mörel, und der Riederhornstollen (Oberwallis)*. Eclogae geol. Helv. 41/2: 291-296.
- HAMMERSCHLAG, J.-G. 1984. *Métamorphisme progressif dans la séquence quartzo-feldspathique. Profil Aar-Bergell*. Thèse Lausanne, sous presse.
- HÜGI, TH. 1956. *Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 94, Bern.
- HUTTENLOCHER, H. 1921a. *Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs*. Diss. Bern (unveröffentl.).
- 1921b. *Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs*. Jb. phil. Fak. II Univ. Bern. 1: 43-51.
- 1933. *Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs*. SMPM 13: 281-291.
- 1947. *Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv*. Mitt. natf. Ges. Bern N.F. 4: 85-116.
- HUTTENLOCHER, H. und G. ROSIER. 1934. *Exkursion Brig Oberaletschgletscher-Gr. Aletschgletscher-Riederalp-Mörel*. Geol. Führer Schweiz 8: 490-494, (Wepf) Basel.
- JÄCKLI, H. 1951. *Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabies (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 44/2: 332-337.
- JEANRICHARD, F. 1972. *Contributions à l'étude du mouvement vertical des Alpes*. Boll. Geodesia sci. aff. 31/1: 17-40.
- JONGMANS, W.J. 1960. *Die Karbonflora der Schweiz*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 108.
- LABHART, T.P. 1965. *Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 124.
- 1969. *Die petrologischen, tektonischen und radiometrischen Verhältnisse der Stollen der Electra-Massa (südwestliches Aarmassiv, Wallis, Schweiz)*. SMPM 49/3: 467-490.

- 1977. *Aarmassiv und Gotthardmassiv*. Sammlung Geologischer Führer 63. Gebr. Borntraeger, Berlin, 173 S.
- LISZKAY-NAGY, M. 1965. *Geologie der Sedimenbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis*. *Eclogae geol. Helv.* 58/2: 901-965.
- NIGGLI, E. 1944. *Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs*. *Petrographisch-geologische Untersuchungen*. SMPM 24/1-2: 58-301.
- NIGGLI, E und C. NIGGLI. 1965. *Karten der Verteilung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimannit)*. *Eclogae geol. Helv.* 58/1: 335-368.
- OBERHOLZER, W. 1955. *Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs*. SMPM 35/2: 320-409.
- READ, H.H. 1956. *The granite controversy*. G. Allen & Unwin, London.
- ROSIER, G. 1931. *Contribution à la Géologie de l'Aletschhorn*. *Eclogae geol. Helv.* 24/1: 83-124.
- SEDERHOLM, J.J. 1907. *Om granit och gneiss*. *Bull. Com. géol. Finlande*, 23.
- STALDER, H.A. 1964. *Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet*. SMPM 44/1: 187-398.
- STALDER, H.A., F. de QUERVAIN, E. NIGGLI und S. GRAESER. 1973. *Die Mineralfunde der Schweiz*. Wepf, Basel.
- STECK, A. 1966a. *Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp-Grisighorn*. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 130. Liefg.
- 1966b. *Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen am Kontakt des Zentralen Aaregranites im westlichen Aarmassiv nordlich Brig*. SMPM 46/2: 389-412.
- 1968. *Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs*. *Eclogae geol. Helv.* 61/1: 19-48.
- 1984. *Structures de déformation tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aare-Simplon-Ossola)*. *Eclogae geol. Helv.* 77/1.
- STECK, A. und G. BURRI. 1971. *Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen*. SMPM 51/2/3: 534-538.
- STECK, A. und TH. HÜGI. 1970. *Das Auftreten des Molybdänglanzes im westlichen Aarmassiv und Molybdängehalte von Gesteinen der gleiche Region*. SMPM 50/2: 257-276.
- SWIDERSKI, B. 1919. *La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Massa et la Lonza*. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 47.
- WINKLER, HGF. 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th edn. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- WÜTHRICH, H. 1965. *Rb-Sr Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv*. SMPM 45: 875-972.
- ZBINDEN, P. 1949. *Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs*. SMPM 29/2: 221-356.