Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 51 (1971)

Heft: 1

Artikel: Das Mont-Blanc-Massiv : Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose

Autor: Raumer, Jürgen F. von

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-39818

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: 04.12.2025

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

Das Mont-Blanc-Massiv – Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose

Von *Jürgen F. von Raumer* (Fribourg)*)

Mit 11 Figuren und 1 Tabelle im Text, sowie einem Anhang

En hommage à *Nicolas Oulianoff*, infatigable spécialiste du Mont-Blanc, à l'occassion de son 90eme anniversaire

Summary

Geological history of Mt.-Blanc-Massif is of a composite nature due to superposition of at least 3 metamorphic cycles (caledonian, hercynian, alpine). Petrographic and structural investigations on hercynian and older rocks always have to take into account a very complex alpine history, which can be partially deduced from the structures and metamorphism of the post-hercynian sedimentary cover. Mechanism of deformation has been different in the hercynian basement and in young sediments, and moreover style of deformation can show variations depending on the scale of observation. During alpine metamorphism the hercynian basement, showing polymetamorphic assemblages of higher amphibolite-facies grade, has undergone mineral transformations which are distinctive of lowest (Prehnite, Pumpellyite, Laumontite) and greenschist-facies grade (Biotite, Stilpnomelane, Chlorite, Albite, Epidote).

Résumé

L'histoire géologique du massif Mont-Blanc–Aiguilles-Rouges est caractérisée par une séquence d'événements tectoniques et métamorphiques depuis le paléozoique inférieur jusqu'à nos jours, affectant un socle probablement encore plus ancien. Le socle hercynien, déjà polymétamorphique et fortement tectonisé, avec des assemblages minéralogiques de faciès amphibolitique, a subi une transformation importante pendant les événements alpins, produisant des assemblages minéralogiques de faciès zéolithique (Prehnite, Pumpellyite, Laumontite) et schistes verts (Biotite, Stilpnomélane, Chlorite, Albite, Epidote). Le mécanisme des déformations a été différent sur les roches cristallines et les sédiments jeunes, de plus le style de déformation peut varier suivant l'échelle d'observations.

*) Institut de Minéralogie de l'Université, CH-1700 Fribourg.

Inhaltsverzeichnis

I. Einleitung 194

II. Geologische Gliederung 195

III. Petrographie des Altkristallins 197

a) Chemische Analysen 197

b) Modalanalysen 199

c) Gesteine 201

IV. Metamorphose und Tektonik 203

a) Metamorphe Geschichte 203

b) Deformationsgeschichte 205

V. Postgranitische Ereignisse 206

VI. Alpine Metamorphose und Tektonik 207

a) Einführung in die Problematik 207

b) Alpine Deformationsgeschichte 208

c) Alpinmetamorphe Umwandlungen 211

1. Junge Sedimente 211

2. Alpinmetamorphe Minerale im Altkristallin 213

VII. Diskussion und Zusammenfassung 217

Anhang 219

Literaturverzeichnis 221

I. EINLEITUNG

Die geologische Erforschung des Mont-Blanc-Massivs ist in der frühen Zeit mit den Namen DE SAUSSURE, GERLACH und FAVRE verbunden, erhielt ihre grossartige Erweiterung durch DUPARC und MRAZEC und fand bedeutende Ergänzungen durch CORBIN und OULIANOFF.

In der neueren Zeit widmeten sich BELLIÈRE (1949, 1956, 1958), KRUMMENACHER (1959), SUBLET (1962), PURTSCHELLER (1963, 1964), BAGGIO (1964) und LAURENT (1968) bestimmten Teilbereichen, und der Verfasser nahm sich der petrographischen und gefügekundlichen Details an (1967, 1969).

Die so gesammelten Daten zusammen mit den Geländeerfahrungen während der Detailkartierungen der letzten Jahre ermöglichen es nun, Fragen so zu formulieren, dass sie für die weitere Bearbeitung als Ausgangs- und Diskussionsbasis nützlich sind.

II. GEOLOGISCHE GLIEDERUNG

Das Mont-Blanc-Massiv s. l. gehört zu den autochthonen Zentralmassiven der Alpen und reiht sich in die Kette der kristallinen Bereiche zwischen Aare-Gotthard-Massiv und Belledonne-Massiv ein (Externiden). Wie alle diese Massive besitzt es einen komplizierten Bau, der nicht durch *einen* geologischen Akt, sondern durch eine räumliche und zeitliche Überlagerung vieler geologischer Vorgänge erklärt werden kann. Heute erscheint das Mont-Blanc-Massiv als ein stark gegliederter Block, in dem Altkristallinbereiche durch eingefaltete jüngere Sedimente getrennt worden sind. Neben dem Mont-Blanc-Massiv s. str. (mit dem Mont-Blanc-Granit als Kern und metamorphen Hüllgesteinen) unterscheidet man heute noch die morphologischen Einheiten der Aiguilles-Rouges und des Arpilles-Massivs, die in ihrer östlichen Verlängerung im Massiv von Fully östlich der Rhone wieder zutage treten. Das Aiguilles-Rouges-Massiv wird vom Arpilles-Massiv durch die Sedimente der Permo-Karbon-Mulde von Salvan getrennt, und zwischen Arpilles und Mont-Blanc-Massiv s. str. sind die mehr oder weniger autochthonen mesozoischen Sedimente der Mulde von Chamonix eingefaltet, die die Permo-Karbon-Mulde abschneiden.

Auf Grund der Isotopenuntersuchungen (Krummenacher et al. 1960, Buchs et al. 1962, Bertrand et al. 1965, Chessex et al. 1966, Baggio et al. 1967, Laurent et al. 1967, Leutwein et al. 1970) unterteilt man die geologische Geschichte in verschiedene Zeitabschnitte. Für den ganzen nördlichen Bereich finden sich immer wieder Werte (400–500 Mill. Jahre, Totalblei), die für ein bedeutendes frühpaläozoisches Ereignis sprechen. Im Mont-Blanc-Granit weisen die Daten (Mittelwert 305 Mill. Jahre, Totalblei) auf ein variszisches Intrusionsalter hin, und schliesslich verweisen die Werte zwischen 15–40 Mill. Jahren (Rb/Sr an Biotit, Muskowit und K/Ar an Muskowit und Adular) auf tertiäre Ereignisse. Bedarf es hier auch noch vieler präziser Details mit anderen Methoden, um eindeutige Vorstellungen zu erhalten, so können wir doch auf Grund der Geländebeobachtungen und gestützt auf den Vergleich mit den Ergebnissen aus dem Silvretta-Kristallin und dem Gotthard-Massiv (Grauert 1966, 1969; Grauert und Arnold 1968) die Baugeschichte im Mont-Blanc-Massiv folgendermassen grob gliedern:

a) Zyklus der alten Sedimente und Magmatite, deren Umwandlung in Ortho- und Paragneise, verbunden mit einer kaledonischen regionalen Anatexis.
b) Variszischer Zyklus: er kann in seiner Entwicklungsgeschichte noch nicht vollkommen überblickt werden, da sich im Massiv Areale verschiedener Entwicklung berühren.

   Auf eine frühe regionale Anatexis folgen vor allem markante magmatische Ereignisse, die sich in der Intrusion verschiedener Granite und deren Ganggefolge manifestieren.

In anliegenden Bereichen können aber Unterkarbon-Sedimente in Kulmfazies auftreten, und auch mit gleichzeitigen Gangintrusionen ist zu rechnen.

c) Von der späteren Abtragung und Zerlegung des kristallinen Sockels zeugen die Sedimente des Oberkarbon-Perm, die heute im kristallinen Sockel eingefaltet sind.

d) Der letzte Zyklus endlich beginnt mit der erneuten Transgression im Mesozoikum und endet mit der Überschiebungstektonik der jungen Sedimente verbunden mit einer regionalen Metamorphose alpinen Alters, die alle vorhandenen Strukturen erneut überprägt.

In einem Zeitschema ergibt sich somit die in Tabelle 1 gezeigte Gliederung.

Tabelle 1. *Zeitschema der wichtigsten Ereignisse im Mont-Blanc-Massiv*

		Alpine Orogenese: Regionalmetamorphose, maximal Grünschieferfazies, mehrere Deformationen mit verschiedenen Achsenlagen
Trias-Lias	Sedimentation Trias-Tertiär mit lokalen Sedimentationslücken Germanische Trias Sandsteine, Transgressionskonglomerate	
Perm	kontinentale Sandsteine Arkosen, Grauwacken, Konglomerate alte Landoberfläche Verwitterung	Quarzporphyre lokal schwache Bewegungen und schwache Metamorphose
Karbon	Fossilführende Sedimente (Westphal D – Stephan A)	
		Variszische Orogenese: Regionalmetamorphose und regionale Anatexis, Granitintrusionen und Ganggefolge
Unterkarbon Devon	Série satinée (im Westen der Aig. Rouges und im Belledonne-Massiv) Série verte	
		Kaledonische Orogenese: Regionalmetamorphose und regionale Anatexis (Orthogneise)
Silur-Präkambrium	Serie der Aiguilles-Rouges (wahrscheinlich auch noch einen früheren metamorphen Zyklus umfassend)	

Das Mont-Blanc-Massiv ist also ein polymetamorpher Komplex, in dem sich mindestens zwei metamorphe Zyklen vor der Platznahme der Granite erkennen lassen. Die Granitphase stellt einen gewissen Abschluss der alten Geschichte dar, verschleiert durch die alpine Regionalmetamorphose. Erschwerend für die Deutung der verschiedenen Ereignisse ist fernerhin, dass es keine typischen Richtungen für die verschiedenen Deformationsakte gibt. Auch kann an mehrfach tätigen Deformationsbahnen oft nicht abgeschätzt werden, zu welchem Zeitpunkt sie ihre Hauptprägung erhielten.

Für das ältere Geschehen ist vor der petrographischen Deutung die geologische Interpretation vonnöten, und zwar in denjenigen Zonen, die von der (mehrmaligen, gleichsinnigen) Tektonik (s. w. u.) verschont wurden. Erst wenn hier auch ein grober Rahmen gegeben ist, kann die petrographische Detailarbeit fruchtbar werden.

III. PETROGRAPHIE DES ALTKRISTALLINS

Bei der Kartierung der letzten Jahre hat es sich gezeigt, dass die Gesteine des Altkristallins doch nicht so eintönig sind, wie man es bei erstem Hinsehen meinen könnte. Es findet sich eine grosse Anzahl von Gesteinstypen, wie wir sie auch aus den Nachbarmassiven kennen.

a) Chemische Analysen

Neue chemische Analysen sind von den Graniten und auch von verschiedenen Gesteinstypen des Altkristallins bekannt (Reinhard et al. 1927, Bellière 1958, Krummenacher 1959, Vitel 1965, Laurent 1968). Diese Werte sollten einheitlich und übersichtlich dargestellt werden (Fig. 1–3), und zwar wurden drei unterschiedliche Projektionsarten verwendet, damit eine Auswertung unter verschiedenen Gesichtspunkten erfolgen kann (Tabelle der Gesteine mit Fundorten im Anhang).

So sind von vielen Analysen zunächst die Niggli-Werte berechnet; ihre Darstellung erfolgt im Konzentrationsdreieck nach P. Niggli (Fig. 1). Bei dieser Projektion fällt auf, dass sich die Analysenpunkte im Grenzbereich der magmatischen Gesteine häufen, wobei ein Teil der metamorphen Gesteine innerhalb des magmatischen Bereichs liegt, hingegen eindeutig magmatische Gesteine sich auch ausserhalb dieses Feldes befinden.

In einer zweiten Darstellung (Methodik s. Köhler, A. 1951; Köhler und Raaz 1951a, b; Köhler und Wieden 1954) wurden zwar auch Werte al, alk, si und fm berechnet, doch haben diese Gruppen eine etwas andere Bedeutung, da mit Atomprozenten gerechnet wird. Dadurch wird z. B. bei der Berechnung von Al die Molzahl doppelt berücksichtigt. Die Durchführung der Analysen-

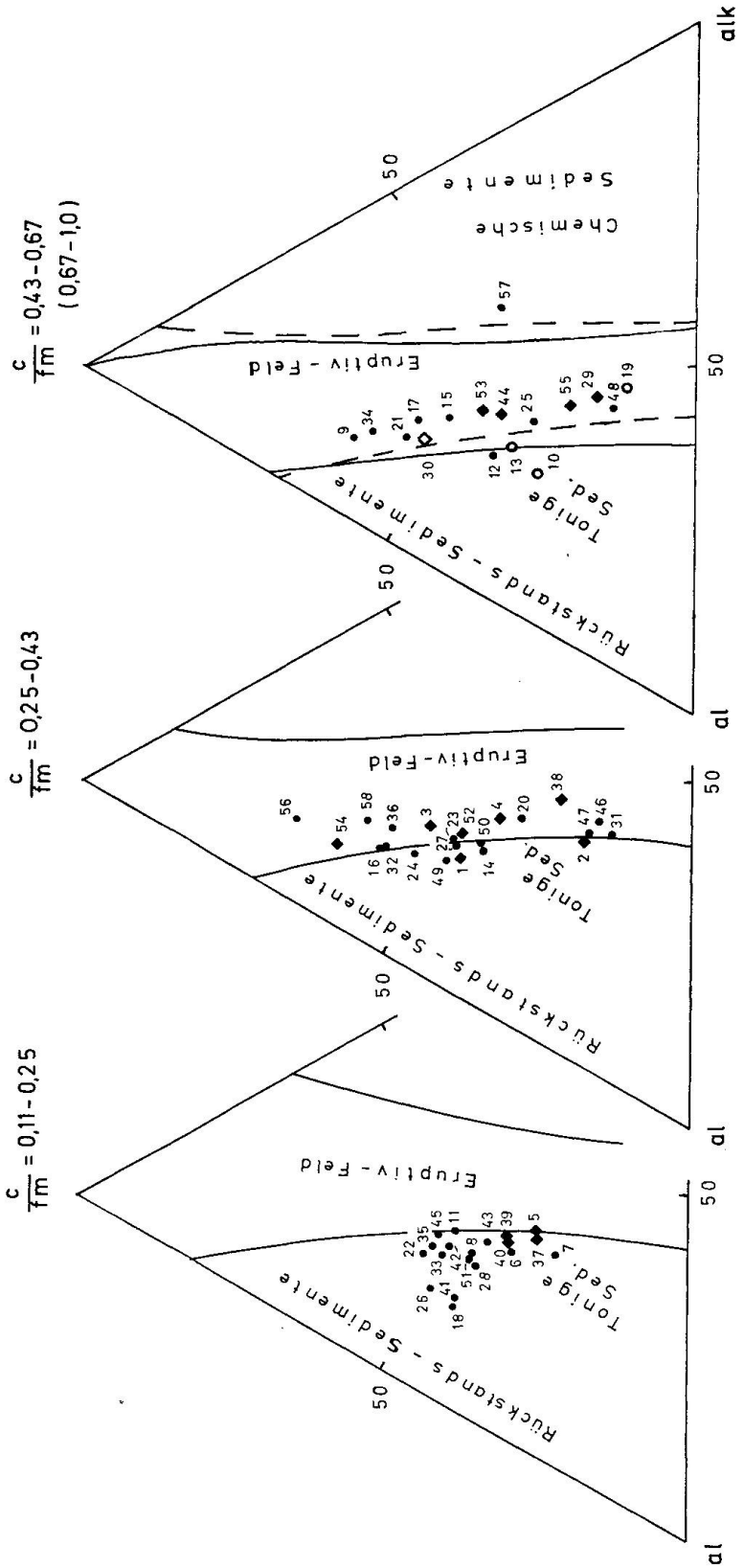

Fig. 1. Chemische Analysen aus dem Mont-Blanc-Aiguilles-Rouges-Massiv.
Niggli-Werte im Konzentrationsdreieck nach P. Niggli. Vierecke: Granitanalysen.
Offene Signaturen und ausgezogene Linien im rechten Diagramm beziehen sich auf c/fm = 0,67–1,0. Analysen-Nummern siehe Anhang.

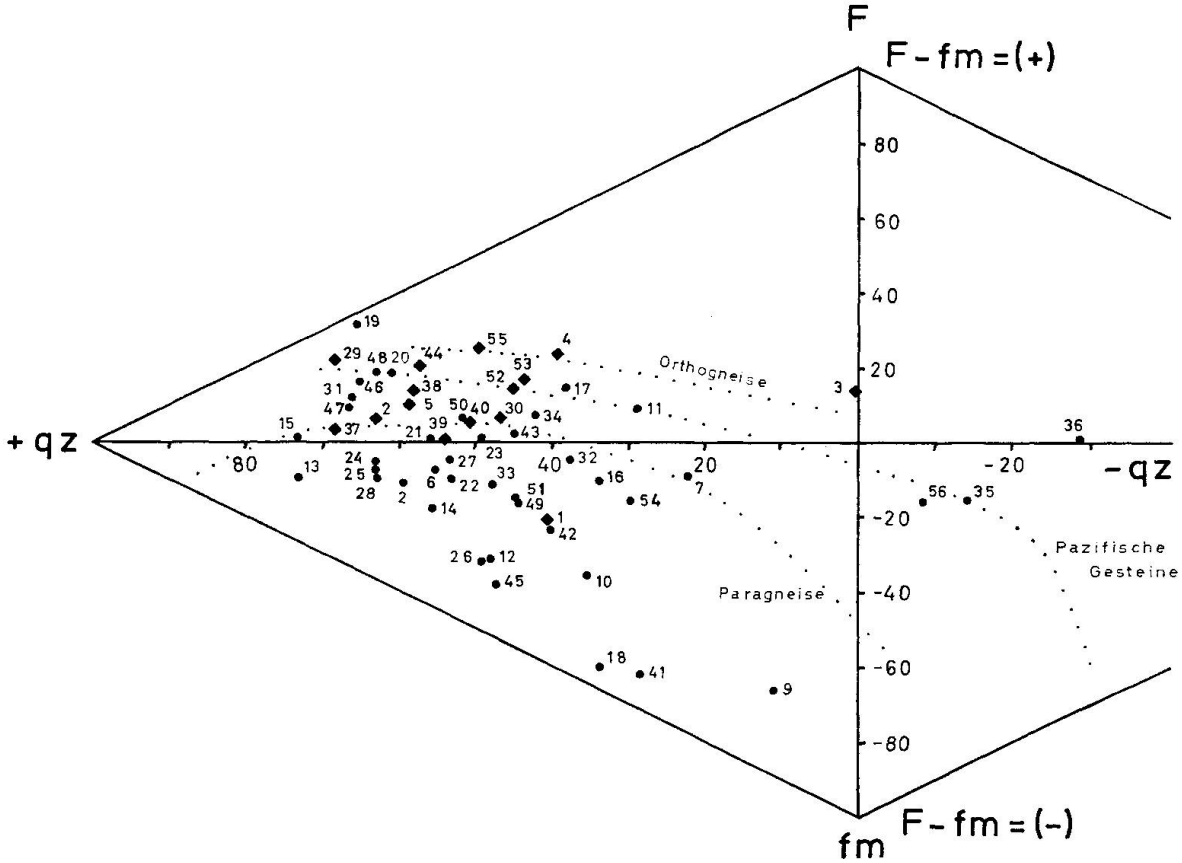

Fig. 2. Chemische Analysen aus dem Mont-Blanc-Aiguilles-Rouges-Massiv, umgerechnet und dargestellt nach KÖHLER-RAAZ (1951). Vierecke: Granitanalysen. Analysen-Nummern s. Anhang.

berechnung ist nach drei möglichen Fällen verschieden. Alle Analysenwerte entsprechen dem Fall III – (alk + 2 (Ca, Ba, Sr)) = Al (Tonerdeüberschuss) – demzufolge nicht das ganze K_2O zu Kalifeldspat verrechnet wird, sondern ein Teil als „Muskowit" Beachtung findet, und übriggebliebenes Al_2O_3 an „Sillimanit" gebunden wird. Durch diese spezielle Berechnung wird der Wert F (Feldspat) verkleinert und fm vergrössert, wodurch sich die Analysenpunkte mehr in das Feld tonerdereicher Sedimente verlagern (Fig. 2). Wir sehen im Diagramm nach KÖHLER und RAAZ eine Verteilung der Analysen auf die Felder der Orthogesteine, der Mischgneise und schliesslich auch der Paragesteine.

In einer dritten Darstellung endlich erfolgte noch die direkte Projektion der Analysenwerte von CaO, Na_2O und K_2O im betreffenden Konzentrationsdreieck (Fig. 3), weil dies den Vergleich mit dem Analysenmaterial anderer Gebiete erlaubt.

b) Modalanalysen

Die dargestellten Modalanalysen charakterisieren vor allem die Schwerpunkte der Verteilung der magmatischen Hauptgesteine, sowie der Amphi-

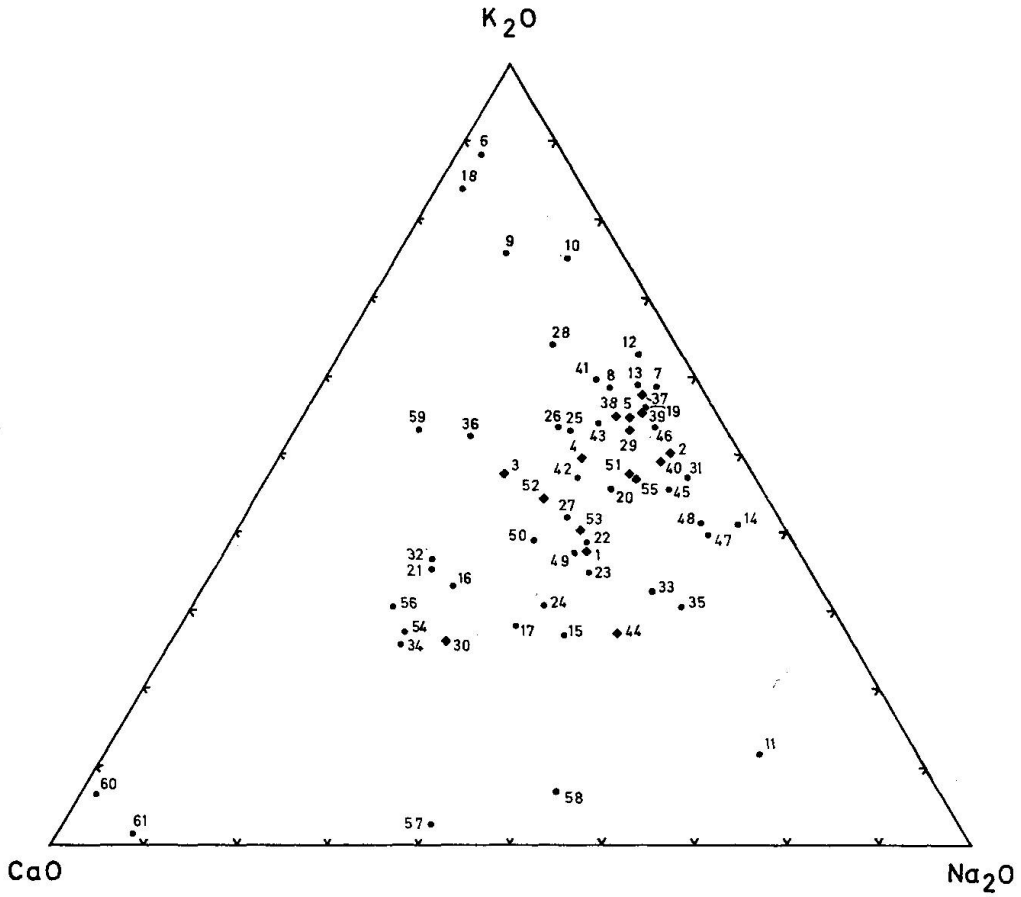

Fig. 3. Chemische Analysen aus dem Mont-Blanc-Aiguilles-Rouges-Massiv. Direkte Darstellung der Analysenwerte CaO, Na_2O und K_2O. Vierecke: Granitanalysen. Analysen-Nummern s. Anhang.

bolite und Migmatite, während die karbonatischen und detritischen Serien hier nicht berücksichtigt wurden (Fig. 4 und 5).

Aus den 250 Modalanalysen geht hervor, dass die Granite des Karbon in ihrer sehr grobkörnigen Zentralfazies schon in das Feld der Syenite reichen, während die hybriden Randzonen eine eher granodioritische Zusammensetzung aufweisen. Die in ihnen auftretenden Xenolithe wiederum haben eine meist quarzdioritische Zusammensetzung; eine lokale Sprossung von Kalifeldspat, Biotit und Quarz verschiebt ihre Zusammensetzung in Richtung auf das Granitfeld.

Die Granitporphyre der Val-Ferret-Zone und die noch jüngeren aplitischen bis mikrogranitischen Gänge bilden eine charakteristische Gruppe im Granitfeld.

Eine weitere wichtige Gruppe stellen die verschiedenen, teilweise durch Restsubstanz verunreinigten Granodiorite dar, wie sie vor allem im Bereich von Fully auftreten. Sie sind das wichtige Verbindungsglied zwischen den Migmatiten, migmatischen Gneisen und Amphiboliten zum Feld der Granite, und zwar sowohl durch ihre Lage im Diagramm als auch in ihrer Entwicklung

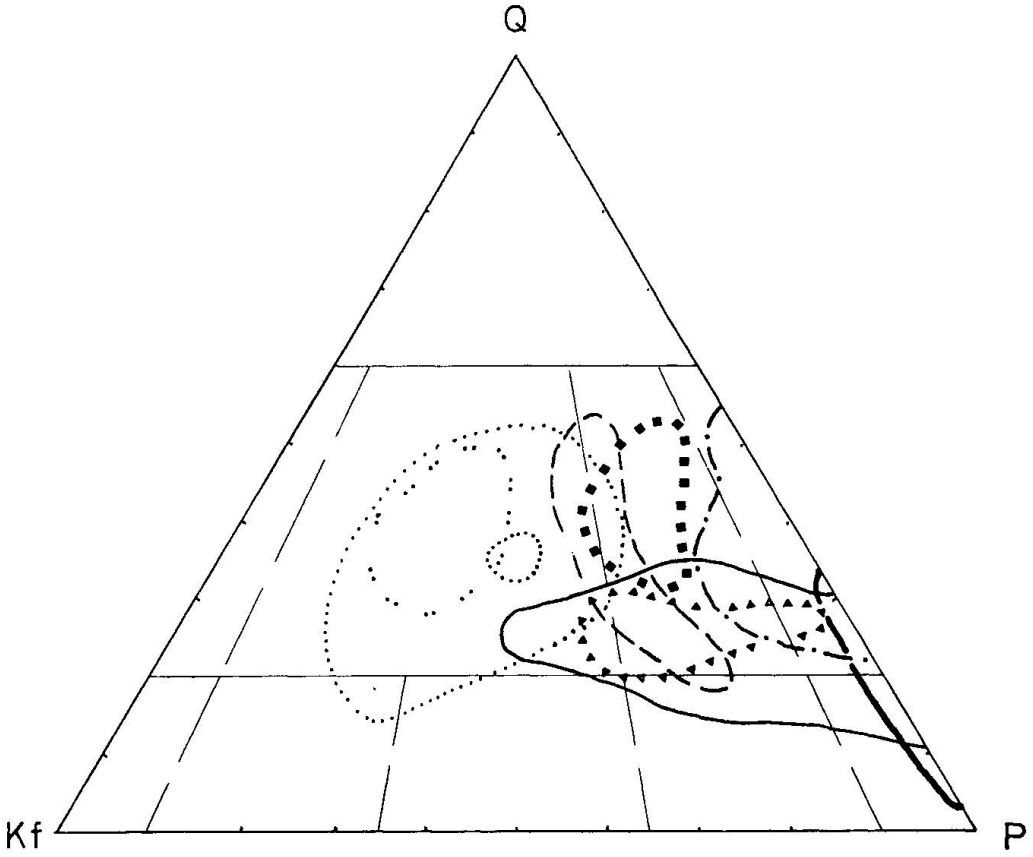

Fig. 4. Modal-Analysen aus dem Mont-Blanc-Massiv. Darstellung im Dreieck Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas (s. STRECKEISEN, 1967).

Zeichenerklärung für Fig. 4 und 5.

als Vorläufer der Granite. Teilweise sind sie daher auch als magmatische Einschlüsse im Granit vorhanden. Das Feld dieser Einschlüsse schliesst eng an das der Granodiorite, Quarzdiorite und Amphibolite an.

c) Gesteine

Der metamorphe Rahmen des Granits zeigt in seinen Strukturen ein generelles Streichen von NNE-SSW, während der Granit mehr eine NE-SW-Richtung aufweist, seinen Rahmen also diskordant schneidet. Es stehen deswegen im östlichen Bereich der metamorphen Hülle andere Gesteine als im Westen an. Unter ihnen überwiegen mächtige Migmatitkomplexe mit Abfolgen von

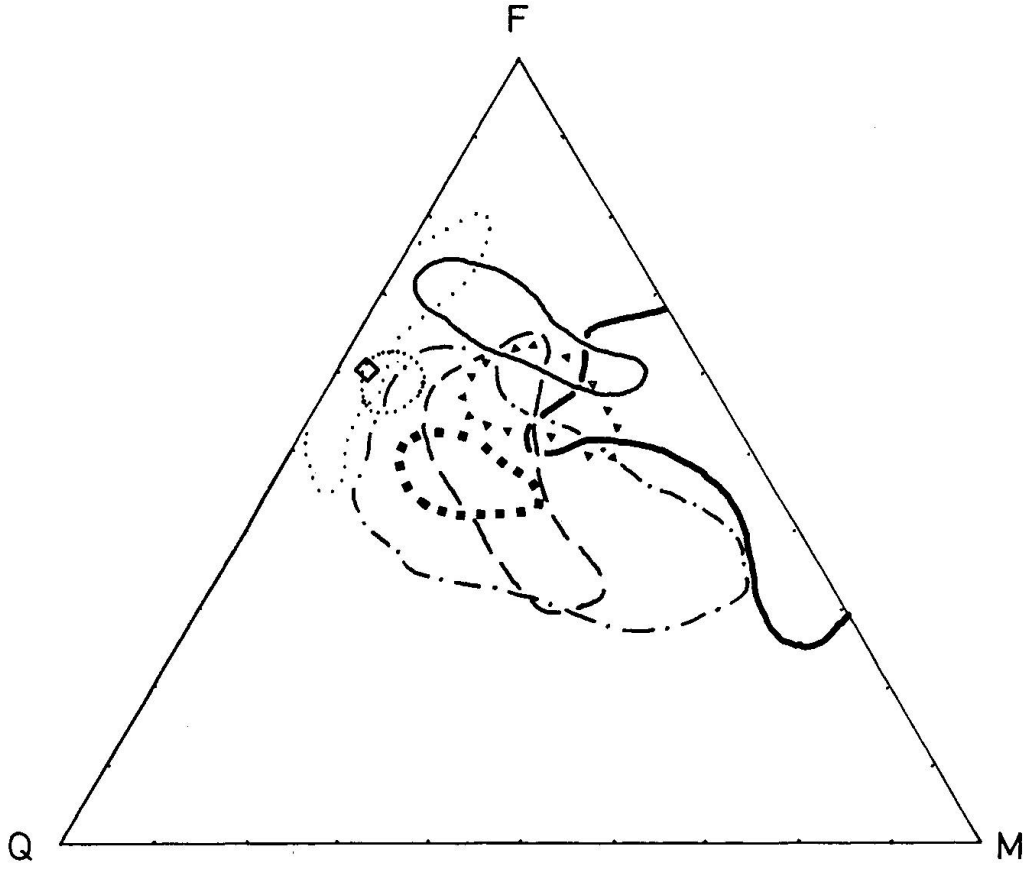

Fig. 5. Modal-Analysen aus dem Mont-Blanc-Massiv. Darstellung im Dreieck Quarz-Feldspat-Mafite.

Metatexiten, Diatexiten, Bänder- und Augengneisen wechselnder Zusammensetzung, die immer wieder von granitoiden Ganggesteinen durchschlagen werden.

Alumosilikat-Gesteine beschränken sich auf Cordierit-Fibrolith-Gneise, Cordierit-Andalusit-Gneise und dünne Lagen von Disthen-Granat-Gneisen (s. auch Bellière 1954).

Die Cordierit-Fibrolith-Gneise schalten sich als dünne Bänder parallel zu den Amphiboliten in den migmatischen Bereichen ein und zeigen im Dünnschliff, dass lokal Muskowit nicht mehr gegenüber Quarz beständig ist, sondern durch einen Saum von Kalifeldspat mit Fibrolith-Nadeln vom Quarz getrennt wird. Sillimanit (Fibrolith) findet sich also als Produkt von zwei verschiedenen Umwandlungen, nämlich einmal als Neubildung aus Biotit und zum anderen aus der Reaktion von Quarz und Muskowit.

Als besondere Gesteine heben sich, wie schon gesagt, die Granodiorite von Fully mit lokal bis zu 30% Pinit und bisweilen auch ein wenig Granat hervor. Sie sind aber auch an anderen Stellen des Altkristallins zu finden, können aber hier besonders gut erkannt werden. Neben diesen Gesteinen finden sich mächtige amphibolitische Serien mit massigen Granatamphiboliten, Plagioklas-Streifen-Amphiboliten, aufgelockerten Amphibolit-Anatexiten mit restlichen

Ultrabasitschollen und blastisch überprägten Chloritgesteinen. Marmore, zum Teil Graphit führend und meistens Kalksilikate enthaltend, können mehrere Meter mächtig werden, und mit ihnen und den Amphiboliten vergesellschaftet treten immer wieder lagige Kalksilikatfelse wechselnder Zusammensetzung auf. Vielfach finden sich zu Boudins ausgezogene, reliktische Kalksilikat- und ehemalige Ultrabasitschollen in den Migmatiten. Unerwähnt blieben bis jetzt die detritischen Serien, in denen Quarz und Biotit vorwiegen, und die in ihrer Zusammensetzung zwischen Quarziten und Glimmerschiefern wechseln, aber auch in Kalksilikate übergehen können. Endlich nehmen kompakte Augen- und Plattengneise pegmatitisch-granitischer Zusammensetzung mit grossen Kalifeldspataugen in einer Grundmasse aus sehr viel Quarz und Muskowit eine wichtige Stellung ein. In ihnen verbergen sich sowohl saure Orthogneise als auch mächtige Migmatitserien. Es ist aber noch nicht eindeutig zu sagen, ob es sich um alte Orthogneise (Typ Flüela oder Frauenkirch) handelt, oder ob sich in ihnen zum Teil auch grobkörnige Arkosen oder sogar saure Ergüsse des Unterkarbon oder kambrischen bis präkambrischen Alters verbergen.

Die zwischen den Augengneisen auftretenden Migmatite können zur gleichen Zeit wie die übrigen Migmatite entstanden sein, sie können aber auch eine andere, zeitlich verschiedene Bildungsgeschichte aufweisen.

Alle diese Gesteine wurden von mehreren Graniten verschiedener Generationen zerlegt, von denen die bedeutendsten die jüngsten sind (Granite von Pormenaz, Vallorcine und Mont-Blanc), denen auf markanten Schwächezonen jüngere Ganggranite, Granitporphyre und Quarzporphyre folgen.

IV. METAMORPHOSE UND TEKTONIK

a) Metamorphe Geschichte

Die geologisch-petrographischen Untersuchungen zeigen, dass es sich bei den vorgranitischen Gesteinen nicht um solche mit gleicher Vorgeschichte handelt, sondern dass sich in diesen Gesteinen mehr als ein metamorpher Zyklus verbirgt. Dazu einige Bemerkungen.

In den petrographisch unterschiedlichen Einheiten des Altkristallins findet man eine alte Richtung von N 10–30° E, die vor allem im Aiguilles-Rouges-Massiv verbreitet ist. Die Altersangaben und vor allem die Feldbefunde lassen auf bedeutende frühpaläozoische Ereignisse schliessen, die mit einer starken regionalen Anatexis verbunden waren. Letztere führte im Bereich des Altkristallins bis zur diatektischen Auflockerung amphibolitischer Gesteine, so dass lokal nur extrem basische Züge und Kalksilikatfelse als zerrissene Schollen in migmatischer Matrix erhalten blieben.

In den Migmatitbereichen nördlich des Mont-Blanc-Granits findet sich als bis jetzt ältestes Strukturelement ein kräftiger Schlingenbau mit steilen

Faltenachsen, der aber zeitlich noch nicht eingegliedert werden kann. Die den Migmatiten eingelagerten Restschollen von Kalksilikatfelsen und Ultrabasiten sind diesem Schlingenbau eingegliedert. Zwischen den Schlingen sind als kompetentere Lagen nur noch Quarzite, Amphibolite, Kalksilikat- und Amphibolitbänder, sowie dichte Biotit-Plagioklasgneise erhalten.

Noch nicht sicher ist, wie sich die variszische Regionalmetamorphose ausgewirkt hat. Es besteht die Möglichkeit, dass sie sich teilweise auf einen blastischen Vorgang in den schon vorhandenen Migmatiten beschränkte, so dass sich z. B. aus den Feldspatanreicherungen in den Faltenumbiegungen der Migmatite Feldspataugen entwickelten.

Die genannten älteren Einheiten wurden von frühvariszischen Strukturen in NE-SW überprägt. In dieser Richtung findet sich eine bedeutende regionale Schieferung, und in den kompetenten Lagen prägte sich ein grosszügiger Faltenstil aus, dessen Faltenachsen 40–45° nach NE abtauchen, und dessen Achsenebenen mit der erwähnten Schieferung zusammenfallen, die vor allem in den Migmatiten besonders ausgeprägt ist. Während dieser Bewegungen drangen Granite bis Granodiorite in diskordanten Gängen parallel der Schieferungsflächen ein und nahmen das Nebengestein in Form von vielen Schollen auf. Die entstehenden Gesteine erinnern in ihrem ganzen Aspekt an den Pinit-Granodiorit von Fully, der also genauso wie diese Gänge als Produkt einer frühvariszischen Anatexis angesehen werden kann. Auf Grund der Bleiuntersuchungen (700 Mill. Jahre, Totalblei) hat man ihn zwar als präkambrischen Sockel angesehen, der im Verlaufe der späteren Vorgänge mit in die neuen Strukturen eingebaut wurde, aber man deutete ihn auch als Produkt partieller Anatexis aus Gesteinen der Aiguilles-Rouges-Serien; doch wollen wir den Granodiorit hier als einen frühen Vorläufer der spätvariszischen Granite ansehen, dessen so hohe Alterswerte sich aus dem reichlichen Fremdmaterial erklären könnten, das nicht genügend assimiliert wurde. Die Gesteine von Fully streichen deutlich in NE-SW und schneiden wie die der Schieferung im Altkristallin folgenden granodioritischen Gänge die alten Strukturen diskordant ab. Reliktisch erkennt man eine steile N-S-Richtung in den grossen, eingeschlossenen Amphibolitschollen, die sich gegenüber der Deformation während der regionalen Anatexis als resistent erwiesen. Typisch für diese frühvariszische Anatexis sind nebulitische Granodiorite mit Übergängen zu Metatexiten, die reichlich restitischen Cordierit (teilweise Pinit) führen. Wie schon erwähnt, finden sich diese Gesteine auch als Einschlüsse im südlichen Bereich des Mont-Blanc-Granits wieder und bilden die metamorphe Hülle im Nordwesten und in der Nähe des Mont-Blanc-Gipfels.

Als frühvariszisch sind auch die muskowitpegmatitischen Ganggesteine anzusehen, die grosse graue Kalifeldspate führen und als Übergemengteile Granat und Turmalin enthalten. Die Gänge folgen der vorgranitischen, regionalen Schieferung in NE-SW und sind oft mit einer Abscherung und Schuppung

des Nebengesteins verbunden, wie dies bei den ihnen zeitlich vorangehenden Granodioriten der Fall war. Zuweilen sind die obengenannten Pegmatite auch nicht klar von den Granit- bis Granodioritgängen zu trennen, denen sie sich schlierig einlagern. Das Nebengestein weist vor allem in der näheren Umgebung dieser Gänge eine markante Anreicherung an Hellglimmern auf.

Der spätvariszische Mont-Blanc-Granit selbst findet also bei seiner Platznahme das Produkt eines Wärmedomes mit alten Anatexiten und Orthogesteinen sowie frühvariszischen Palingeniten und Anatexiten vor. Seine Kontakte, durch Leitlinien bestimmt, sind besonders dort markant, wo amphibolitische Gesteine eine schnelle Assimilation verhinderten (hier Agmatitbildungen!), während die Kontakte zu den verschiedenen Biotit-Feldspatgneisen häufig verschwommene Grenzen aufweisen. Von den spätvariszischen Intrusionen (Pormenaz, Vallorcine, Mont-Blanc) ist der Mont-Blanc-Granit die grösste Einheit. Er bildet eine „diskordante Struktur" aus, die als Schlierendom bezeichnet werden kann. Als Xenolithen finden sich sämtliche Metamorphite des Rahmens, doch seien hier mächtige Einschlüsse von groben Orthogneisen besonders erwähnt, die ihrerseits wieder Xenolithen führen; mengenmässig überwiegen jedoch modal mikroquarzdioritische Einschlüsse.

Mit späten retrograden Umwandlungen, die entweder direkt auf die Granitintrusionen folgen oder mit den Bewegungen im Oberkarbon-Perm zusammenhängen, ist abgesehen von der alpinen Metamorphose die metamorphe Geschichte des Altkristallins im wesentlichen abgeschlossen.

b) Deformationsgeschichte

Die metamorphe Geschichte des Altkristallins wird zeitlich überlagert von dem tektonischen Geschehen in diesem Raum. Dieses kann oft nur schwer beurteilt werden, da in vielen Fällen ein einmal angelegter tektonischer Plan mehrere Male wirksam wurde. Das meiste Geschehen vollzieht sich also in einem einmal vorgeprägten Rahmen längs fester Leitlinien, die immer wieder in Funktion treten. Als wichtige alte tektonische Richtung ist die von N 10–30° E anzusehen, die im Bereich der Aiguilles-Rouges immer wieder im alten Lagenbau, in der metamorphen Bänderung und einer alten Schieferung anzutreffen ist. Letztere zeigt nach Bellière (1958) eine grossräumige Fächerstellung, die zu einer grossen Antiklinalstruktur gehört. Ihr fügen sich Ortho- und Paragesteine verschiedener chemischer Zusammensetzung. In einer späteren Phase erfolgt in gleicher Bewegungsrichtung NNE eine Mylonitisierung unter mesozonalen Bedingungen, die eine Körnelung der Feldspäte in den anliegenden Gesteinen hervorruft (Bellière 1958): Das Produkt dieser Überprägung sind die Gneise „Typ Chéserys", die in einer Zone von N 20° E von les Tines bis nach Emosson zu verfolgen sind. Ähnliche, schon fast granulitartige, saure Gneise konnten inzwischen auch im Mont-Blanc-Massiv s. str. gefunden wer-

den. Bei ihnen handelt es sich zweifelsohne um ehemalige, saure, diskordante Einschaltungen in einem migmatoiden Altkristallin, die lokal an Scherzonen gleicher Richtung beansprucht wurden und ihr Quarzgefüge von Diskenquarzen erhielten.

Zu dieser spätkaledonischen oder frühvariszischen Tektonik gehört als zweite tektonische Hauptrichtung die Anlage der Schwächezonen in NE-SW, in der der kristalline Sockel in erste Schollen zerfällt.

Im Bereich von Fully werden die alten N-S-Richtungen durch die frühvariszischen Granodiorite abgeschnitten. Die Granodiorite liegen in der Verlängerung der Mulde von Chamonix, die wohl auf einer dieser frühen Schwächezonen angelegt wurde, und haben ihrerseits eine starke ausgeprägte NE-SW-Struktur.

Auch Faltenachsen grösseren Ausmasses verlaufen in dieser Richtung. Sie fallen nach NE ein und sind mit einer bedeutenden, regionalen, vorgranitischen Schieferung verbunden, die vor allem die mehr inkompetenten Migmatitbereiche erfasst. Schliesslich bestimmen auch die Richtungen NE-SW und NNE-SSW die äussere Form der Granitkörper, sei es im Primärkontakt (Nordseite Vallorcine-Granit, Ost-, West- und NW-Seite des Mont-Blanc-Granits) oder auch in der späteren Überprägung der primären Kontakte durch bedeutende Mylonitzonen (S-Seite Vallorcine-Granit, s. Reinhard et al. 1927; NW-, SE- und Ostseite des Mont-Blanc-Granits). Wir erkennen die NE-SW-Richtung auch im inneren Schlieren- und Kuppelbau des Granits wieder, und auch die Anlage der Blastomylonitzonen im Granit erfolgt in den genannten Richtungen. Das Ganggefolge (Granite, Granitporphyre, Quarzporphyre und Mikrogranite) durchschlägt den Mont-Blanc-Granit parallel der grossen Randstörungen im Osten in NNE-SSW.

Nachdem der kristalline Sockel in NNE-SSW und in NE-SW begrenzte breite Schollen zerlegt ist, erfolgt in den entstehenden intramontanen Senken die Sedimentation während des Karbon und Perm. Da sich schliesslich auch die alpinen Bewegungen an dieses Schollenmosaik gebunden zeigen, ist die tektonische Geschichte vom frühen Variszikum an bis heute auf einem festen Rahmen mit Leitlinien eingestellt.

V. POSTGRANITISCHE EREIGNISSE

Wir zeigten, dass längs der Schwächezonen in NNE-SSW- und in NE-SW-Richtung der kristalline Sockel in breite Schollen zerlegt wird, und es in den intramontanen Senken zur Ablagerung mächtiger Konglomerate und Sandsteinabfolgen (Sublet 1962, Laurent 1968, Burri 1969a) gekommen ist, die nach Jongmanns (1960) vom Westfal D bis zum Stephan A reichen. Die darüber liegenden sandigen und konglomeratischen Einheiten vom Typ

„Verrucano" (TRÜMPY 1966) gehören wohl in das obere Stephan und in das Perm, doch kann nur wenig über die Datierung dieser Sedimente ausgesagt werden, da sich bis jetzt in ihnen nur ein Exemplar von *Walchia piniformis* (OULIANOFF 1924) fand, das sowohl mit Oberkarbon wie Perm verträglich ist.

Es folgt die Zeit der Denudation und Abtragung mit den Verwitterungsbildungen der permischen Landoberfläche (LAURENT 1968). Die Verwitterung selbst ist im allgemeinen nicht sehr tiefgreifend, und nur an den Störungen kann die Rotfärbung bis in 200–300 m Tiefe hinabreichen (COLLET et al. 1952).

Der alte Sockel wird von den Trögen ausgehend erneut überflutet, und die Sedimentation setzt im Norden mit Konglomeraten der Trias ein, während diese weiter südlich fehlt, dort dann Lias oder Dogger auf Altkristallin transgrediert (GRASMÜCK 1961). Die schönen Profile von AMBERGER (1960) aus der autochthonen Bedeckung des Aiguilles-Rouges-Massivs und von GRASMÜCK (1961) aus den steilgestellten autochthonen Sedimenten des Val Ferret im Osten des Mont-Blanc-Massivs zeigen die stratigraphischen Verhältnisse der autochthonen Sedimenthülle sehr gut, wohingegen die stratigraphische Einstufung der jungen Sedimente der Mulde von Chamonix (PARÉJAS 1922) noch Schwierigkeiten bereitet, da sie durch die junge Tektonik stark beansprucht wurden. Eine autochthone Bedeckung im Süden des Massivs (CITA 1953, G. und P. ELTER 1965) ist kaum vorhanden und beschränkt sich dann auf den untersten Transgressionshorizont, da die starke tektonische Verschuppung die darüberliegenden Einheiten abscherte, so dass kaum noch zu sagen ist, zu welchen tektonischen Einheiten die vorgefundenen Schuppen gehören. Besonders eindrücklich zeigt sich die mesozoische Bedeckung des Mont-Blanc-Massivs ganz im SW (PARÉJAS 1922), da dort das Massiv in einer grossartigen Wölbung flach nach SW abtaucht, und die jungen Sedimente dieser Struktur folgen (BORDET 1961).

Erst die jüngsten Ereignisse der Alpenbildung bewirkten eine starke Verfaltung, eine ihr parallellaufende mässige Metamorphose, die Überschiebung und schliesslich die Heraushebung grösserer Einheiten.

VI. ALPINE METAMORPHOSE UND TEKTONIK

a) Einführung in die Problematik

Zu den alpinen Ereignissen werden hier diejenigen geologischen Vorgänge gerechnet, die während der alpidischen Orogenese die Struktur der Alpen aufbauten. Es handelt sich um eine Abfolge von zeitlich ineinandergreifenden und sich abwechselnden Vorgängen, die je nach geographischer Lage intern und extern zu einem verschiedenen Zeitpunkt einsetzten (TRÜMPY 1960; DEBELMAS und LEMOINE 1964). Es ist fernerhin zu beachten, dass geographisch getrennte Gebiete zu einem Zeitpunkt je nach ihrer Lage unterschiedlichen Vorgängen

ausgesetzt waren, und dass die schon vorhandenen Strukturen auf diese Vorgänge auch unterschiedlich reagierten. Hierbei hatten die chemischen und mechanischen Gegebenheiten der Gesteine, die den alpinen Ereignissen ausgesetzt waren, einen wesentlichen Einfluss.

Auch die Abfolge von Rekristallisation und Deformation ist nicht immer gleich. So sind posttektonische Neubildungen meist gut erhalten, während vor- oder syntektonische Paragenesen oft nur noch reliktisch erkennbar sind. Die Gesteine zeigen also Mineralparagenesen nebeneinander, die auf verschiedene PT-Bedingungen zurückgehen, und dies ist nur durch eine Überlagerung verschiedener Ereignisse erklärbar. Die Ausbildung bestimmter alpinmetamorpher Mineralien hängt dabei häufig von der Art der vorhandenen Gemengteile ab. Da Austauschvorgänge nur über geringe Distanzen hinweg erfolgten, beschränken sich die Neubildungen oft nur auf Korngrenzen. Fernerhin ist zu erkennen, dass jeweils im Bereich der schwächsten Regeneration die neugebildeten Mineralien nur als unscheinbare Umwandlungsprodukte auftreten. Verfolgt man im Gelände die Mineralneubildungen in der Richtung steigender PT-Bedingungen, ist schön zu erkennen, wie die destruktive Umwandlung in eine kräftige Kristalloblastese übergeht, deren neugebildete Produkte Altes vollkommen zerstören oder pseudomorph ersetzen.

Aus dieser vielfältigen Verzahnung von Ereignissen ergibt es sich, dass die alpine Metamorphose und Tektonik nicht einheitlich betrachtet werden kann. Jede verallgemeinernde Darstellung wird zu Widersprüchen führen, zumal ja die alpinen Vorgänge an einem polymetamorph geprägten Gebirge stattfinden.

Daher sind Mineralparagenesen mit Vorsicht zu interpretieren. Schon E. Niggli (1960) wies darauf hin, dass Mineralparagenesen in den prätriadischen Gesteinen nicht unbedingt alpines Alter haben müssen. Sie können auch Relikte früherer Vorgänge sein, die unter den neuen Bedingungen stabil bleiben (bzw. instabile Assoziationen darstellen). Bis jetzt erlauben die Detailbeobachtungen daher nur die Analyse *relativer Abfolgen von Paragenesen* für einzelne Lokalitäten. Immerhin dienen die analysierten Deformationen als Zeitmarken für das Beobachtungsgebiet, und so sei nachfolgend die alpine Deformationsgeschichte der jungen Sedimente und der kristallinen Bereiche so detailliert wie möglich dargestellt.

b) Alpine Deformationsgeschichte

Auf Grund der Geländebeobachtungen lassen sich die Bewegungsvorgänge in den *mesozoischen Sedimenten* der Mulde von Chamonix und im Autochthon südöstlich des Mont-Blanc-Massivs für die Zeit der alpidischen Orogenese wie folgt analysieren (von Raumer 1967): Die älteste Deformation bildet mit einem steilen Linear (L_1) wohl die markanteste Struktur in den Sedimenten. Das Linear ist an einer streifenförmigen Anreicherung von Glimmermineralien

auf den Schichtoberflächen zu erkennen. Immer wieder findet man in Aufschlüssen dieses steile, in der Schichtfläche liegende Element, das wohl als Schnittgerade von einer frühen, kräftigen Schieferung S_1 mit den Schichtflächen S_S in einem isoklinalen Faltenbau anzusehen ist (AYRTON und BADOUX 1966). Wir wissen heute auch, dass dieses Linear L_1 zugleich ein Streckungslinear (str_1) darstellt, Quarz und Calzit sind vollkommen langgestreckt und parallel zur Schieferung plattig ausgewälzt. Die schon sehr frühe, recht starke Rekristallisation in den tonig-kalkigen Sedimenten des Lias-Malm erschwert eine Zuordnung zu frühen ersten Falten. Diese sind entweder in den imkompetenten Gesteinen kaum ausgebildet worden oder durch die erste Schieferung mit der verbundenen metamorphen Bänderung (s. auch NABHOLZ und VOLL 1963) so stark verwischt, dass sie nur in kompetenteren Gesteinen und im Grossbau erkennbar würden. Diese ersten Strukturen, in denen sich wahrscheinlich sogar zwei Vorgänge verbergen, werden wiedergefaltet von 2. Falten (F_2), die in den inkompetenten Serien stark isoklinal ausgebildet sind. Mit ihnen zusammen ist lokal eine kräftige Schieferung (S_2) entwickelt, die nicht mehr so engständig ist wie die erste, ein Zeichen, dass das Gestein einer zunehmenden Verfestigung unterliegt. Diese zweite Schieferung weist Verschiebungsbeträge im kleinsten Massstab auf, wobei feinste sedimentäre Bändchen und andere Vorzeichnungen deutlich versetzt werden (Fig. 8). Die zugehörigen Falten F_2 können bedeutende Masse erreichen (GRASMÜCK 1961, AYRTON 1969) und weisen eine horizontale Faltenachse auf.

Ein weiteres wichtiges Gefügeelement sind endlich steile Faltenachsen (B_3), die 10 bis 100 m Länge annehmen können (PLESSMANN 1958), sehr oft aber recht unscheinbar sind und horizontalen Verschiebungen an steilen Scherflächen zugeordnet werden können.

Der gerichtete Druck bewirkte also in den relativ plastischen, gut zu deformierenden, mesozoischen Sedimenten eine mehrfache Verfaltung und Schieferung, deren Komplexität auch aus den benachbarten Randgebieten bestätigt wurde (BURRI 1968, 1969).

In den anliegenden *Kristallinbereichen* dagegen wurde dieser Druck, abgesehen von lokalen Komplikationen (AYRTON 1965), vor allem durch eine starke tektonische Zerlegung an günstig stehenden Scherflächen aufgefangen. Einigermassen sicher kann man diese Ereignisse aber nur am Granit abschätzen. Abgesehen von spätvariszischen Störungen und Blastomyloniten, bewirkten die alpinen Deformationen eine Rekristallisation im Kornbereich des Granits, ohne dass in vielen Fällen makroskopisch etwas zu erkennen wäre. Häufiger bildeten sich aber unter dem Einfluss dieser Deformationen augig-linsige Strukturen, die aus dem Zusammentreten von mehreren Deformationsebenen resultieren.

Viele neue Beobachtungen, die besonders in jüngster Zeit durch die neuen Stollenaufschlüsse möglich wurden, ergaben für den Granit eine Abfolge von

Ereignissen mit den dazugehörigen Deformationsebenen. So ist eine erste und zweite Schieferung (S_1, S_2) im Granit besonders stark ausgeprägt in Form von Mylonitzonen, die sich gegen den Rand des Massivs hin häufen und die auch wesentlich die Morphologie der Granitoberfläche beeinflussten. Doch finden wir diese ersten beiden Schieferungsflächen auch abseits der Mylonite im Kornverband des Granits wieder, da der Biotit parallel zu diesen Flächen stark geregelt vorliegt. Als Richtungen für die Schieferungsflächen seien hier für S_1 ungefähr N 60° E und für S_2 N 90° E genannt.

Unabhängig davon können Flächenscharen verschiedener Richtung auch gleichzeitige Vorgänge verbergen, dadurch dass bei der Anlage der ersten grossen Schieferung syn- und antithetische Schieferungsflächen ausgebildet werden könnten, die dann aber im Verlaufe der weiteren tektonischen Geschichte als Vorzeichnungen dienten, die auf verschiedene Weise wieder benutzt wurden[1]).

Ein weiterer Bewegungsvorgang ist wechselnd an steilstehende Scherflächen in N 15–20° E oder N 80–110° E gebunden. Diese Flächenschar tritt in den N-S-gerichteten, vertikalen Ebenen häufig als Mylonitzone in Erscheinung, an der der östliche Flügel nach Norden versetzt wurde, während in den E-W-gerichteten Flächen zusätzlich grobe Brekzien oder auch Calzitfüllungen zu finden sind, und der südliche Flügel häufig nach Westen verschoben ist. Zwar finden sich diese beiden Flächenelemente gleichmässig verteilt im ganzen Massiv, doch scheint lokal immer nur eine von beiden Richtungen die tektonischen Spannungen aufgenommen zu haben, während die entsprechende andere Richtung wenig ausgeprägt ist.

Als vierte Deformationselemente folgen flachliegende Harnischflächen, die mit Quarz, Epidot oder Chlorit bedeckt sind und an ihrer Striemung (Richtung a) einen Transport des Hangenden nach NW erkennen lassen.

Unabhängig von allen vorgenannten tektonischen Besonderheiten zeigt das Korngefüge im Granit eine gerichtete Kristallisation von Quarz und Biotit. Letzter folgte, wie schon erwähnt, vor allem den Schieferungsrichtungen in S_1 und S_2, während Quarz die jüngeren Bewegungen aufzeichnet. Es wird ein stufenweiser Zerfall der ehemaligen Grosskörner in einen Mörtelquarz erkennbar, der in seinem Gefüge die jüngsten steilen Faltenachsen durch horizontalliegende, scharfe Gürtel abbildet. Nur reliktisch bleibt noch eine vorhergehende, horizontale Deformationsachse erkennbar.

Während also das mesozoische Hüllgestein faltenden Deformationen ausgesetzt war, prägten sich im Granit Bewegungsflächen aus, die als Mylonitzonen in Erscheinung treten oder nur im Korngefüge erkennbar werden. Da

[1]) Gewisse Details, die demnächst genauer besprochen werden sollen, weisen aber darauf hin, dass sich syn- und antithetische Flächenlagen in dem grobkörnigen Granit doch sehr verschieden ausprägen, wobei die antithetische Bewegungsrichtung kaum makroskopisch in Erscheinung tritt, dafür aber im Korngefüge ausgeprägt ist.

die steilen Faltenachsen (F_3) der jungen Sedimente an steilstehenden Scherzonen gebunden sind, im Granit in den steilstehenden Bewegungsflächen in N-S und E-W auch derartige steile Faltenachsen auftreten (Wiederfaltung von Mylonitflächen), die sogar zu einer starken Rekristallisation von Quarz zu neuen Gürtelgefügen führen, nehmen wir an, dass diese tektonischen Elemente in beiden Gesteinen gleichzeitig entstanden sind. Es ergibt sich damit folgende Parallelisierung der Ereignisse:

Deformation	*Granit*	*junge Sedimente*
I	S_1 Biotit	S_1, steiles Linear l_1
II	S_2 Biotit	S_2, F_2 horizontal
III	Scherflächen in N-S, E-W Q-Gürtelgefüge mit steiler Faltenachse	Scherflächen steile Faltenachsen
IV	flache überschiebende Bewegung in NW-Richtung	

c) Alpinmetamorphe Umwandlungen

1. Junge Sedimente

Auch für die fazielle Einstufung des Massivs während der alpinen Metamorphose sind die Beobachtungen an den jungen Sedimenten der Randgebiete und der eingefalteten Mulden wichtig.

Die nördlich anliegenden Gebiete unterlagen den Bedingungen der Anchimetamorphose. MARTINI und VUAGNAT (1965, 1969) konnten die Mineralparagenesen der Zeolithfazies für die Zone des Taveyannaz-Sandsteins bestimmen, und die Untersuchungen über die Illit-Kristallinität (KUBLER 1969) erlauben erste Aussagen im gleichen Sinne für den Bereich der helvetischen Sedimente, während in den Sedimenten der Mulde von Chamonix-Martigny und im SE des Mont-Blanc-Massivs schon Hellglimmer-Varietäten mit guter Kristallinität vorliegen.

Für die Begrenzung im Süden und SE sind die Karten der Verbreitung alpinmetamorpher Mineralien (NIGGLI, E. und C. 1965, VON RAUMER 1969, BOCQUET 1971) bedeutend geworden. Es zeigt sich (s. auch Fig. 6), dass das Mont-Blanc-Massiv im Faziesbereich der Zeolithfazies und der Grünschieferfazies (very low stage und low stage WINKLER 1970) liegt, wenn man die Mineralparagenesen ganz generell betrachtet. Detailbeobachtungen zeigen freilich, dass dabei die Metamorphose nicht an bestimmte Bewegungen gebunden sein muss. Eine wichtige Kristalloblastese (verbunden mit einer Längung von Calzit und Quarz im Streckungslinear) fand vor und während der ersten grossen Deformation statt. In den karbonatischen Gesteinen folgte dann eine Albitsprossung, die zum Teil noch recht gut an den idiomorphen, nicht zerstörten Albiten erkennbar ist (Fig. 7). In vereinzelten Fällen werden dann diese Albite an den Schieferungsflächen S_2, zu den horizontalen Faltenachsen F_2 gehörig, gedreht

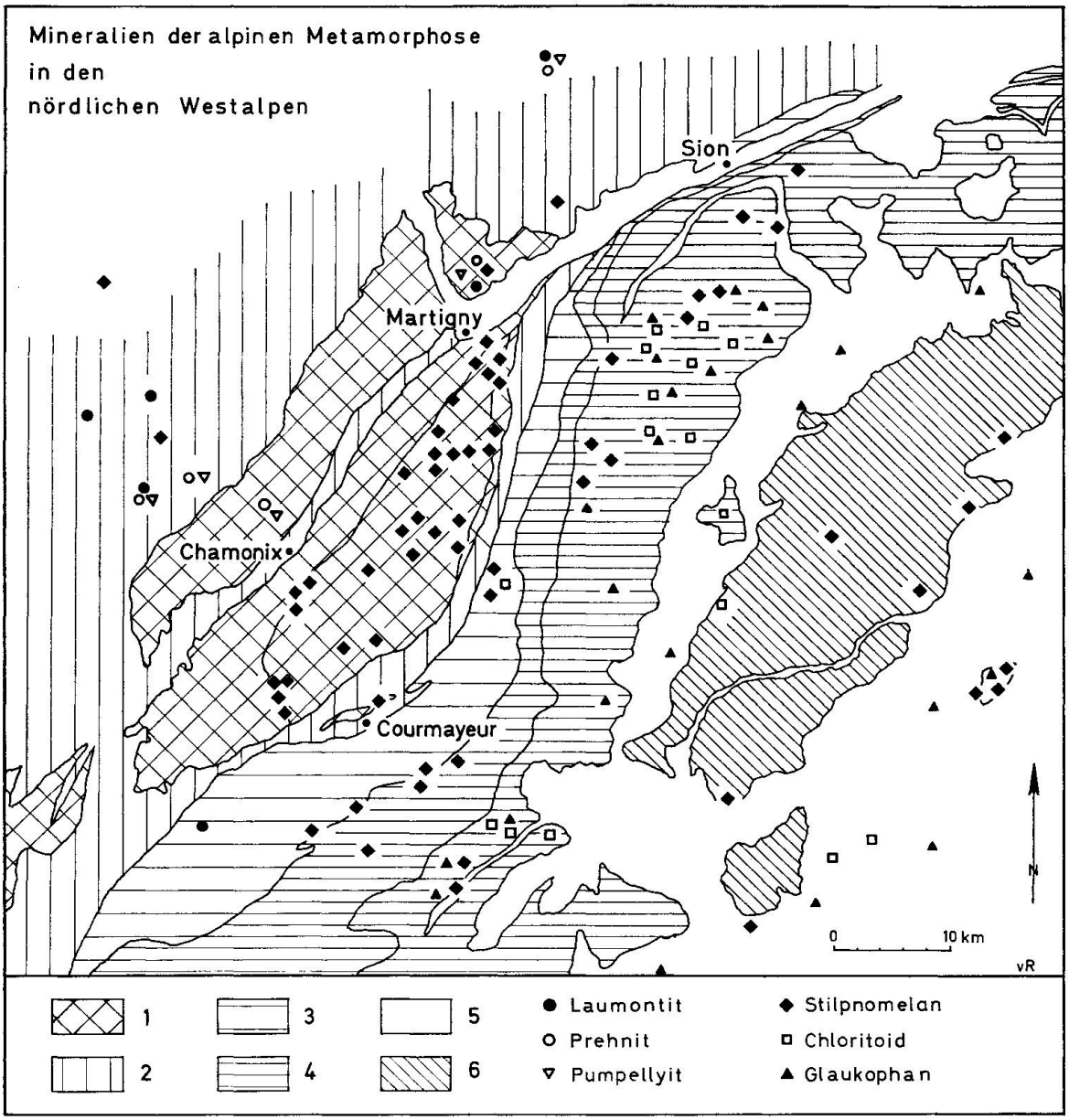

Fig. 6. Alpinmetamorphe Mineralien in den nördlichen Westalpen.

Zeichenerklärung: 1 = Kristallin des Mont-Blanc-Aiguilles-Rouges-Massivs und eines Teils des Belleconne-Massivs. 2 = Helvetische und ultrahelvetische Sedimente. 3 = Zone von Sion-Courmayeur. 4 = Bernhard-Decke und Zone Houillière. 5 = Bündnerschiefer-Ophiolithzone. 6 = Dent-Blanche-Decke.

und geschleppt (Fig. 8, 9). Wir können also hier die Kristallisation von Albit zwischen die erste und zweite Deformation legen, da die erste, den Kornbereich besonders stark prägende Deformation die Albite sicherlich zerstört hätte, wenn diese vorher gewachsen wären. Wir können damit die diagenetische Bildung dieser Albite ausschliessen. Dieses kleine Beispiel mag genügen als Hinweis, dass wir die Kristallisation während der alpinen Metamorphose

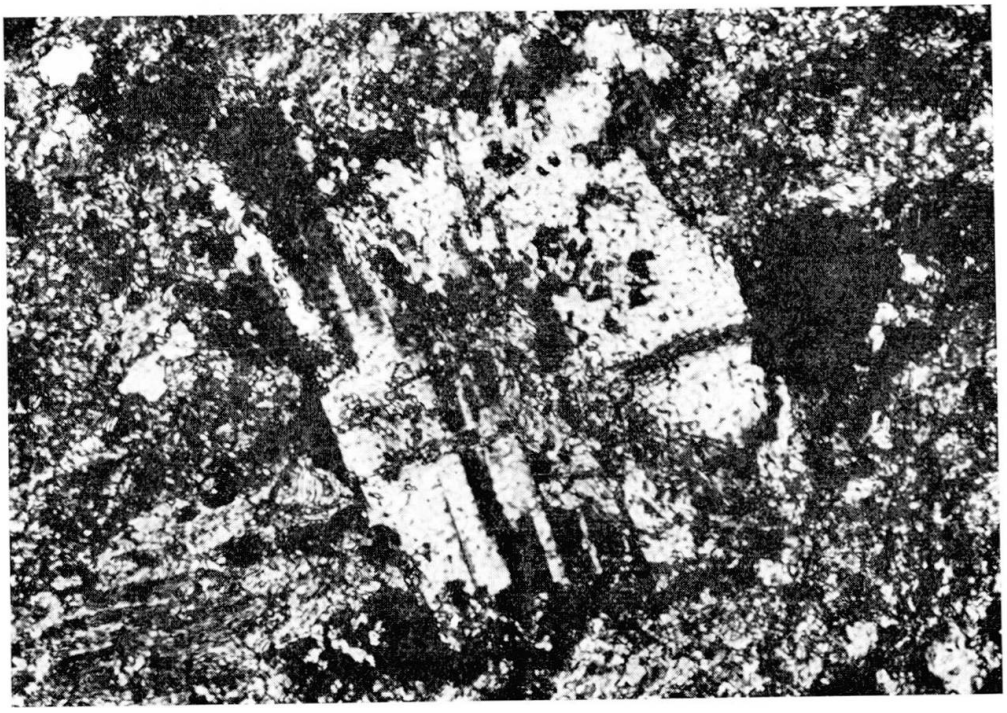

Fig. 7. Posttektonischer Albit in Unterkreide-Kalken. Carrière de Saillon, Koord.: 578 950/113 550. Kantenlänge des Albits 200 μ.

nicht auf einen Zeitpunkt festlegen können, sondern dass es sich um einen langdauernden Vorgang handelt, dessen verschiedene Phasen durch die begleitenden tektonischen Vorgänge verschiedener Art noch komplizierter werden. Ein besonders gutes Beispiel hierfür bieten die Untersuchungen von STECK (1968) im Aarmassiv.

Mikroskopisch lassen sich in den jungen Sedimenten als markante Neubildungen ausser Quarz und Calzit Albit und Hellglimmer gut erkennen. Albit ist alpinmetamorph zu verschiedenen Zeitpunkten nach der Hauptdeformation gesprosst, und Hellglimmer markiert mit frischen Blättchen das Gefüge der schiefrigen Gesteine in S_1 und S_2.

2. *Alpinmetamorphe Minerale im Altkristallin*

In den Gesteinen des Altkristallins findet sich eine ganze Abfolge von alpinmetamorphen Mineralien, die besonders gut im Granit erkannt werden können.

Die weiteste Verbreitung hat unter ihnen ein feinblättriger, grüner Biotit, der mosaikartig alte Glimmereinheiten ersetzt oder sich auf Bewegungsflächen zwischen Mörtelquarz ansiedelt, aber immer eine gute Orientierung parallel der ausgebildeten S-Flächen aufweist.

Chlorit, häufig ein retrogrades Umwandlungsprodukt im Granit, tritt als alpine Neubildung auf und ist dann häufig an alte Glimmer gebunden, die er

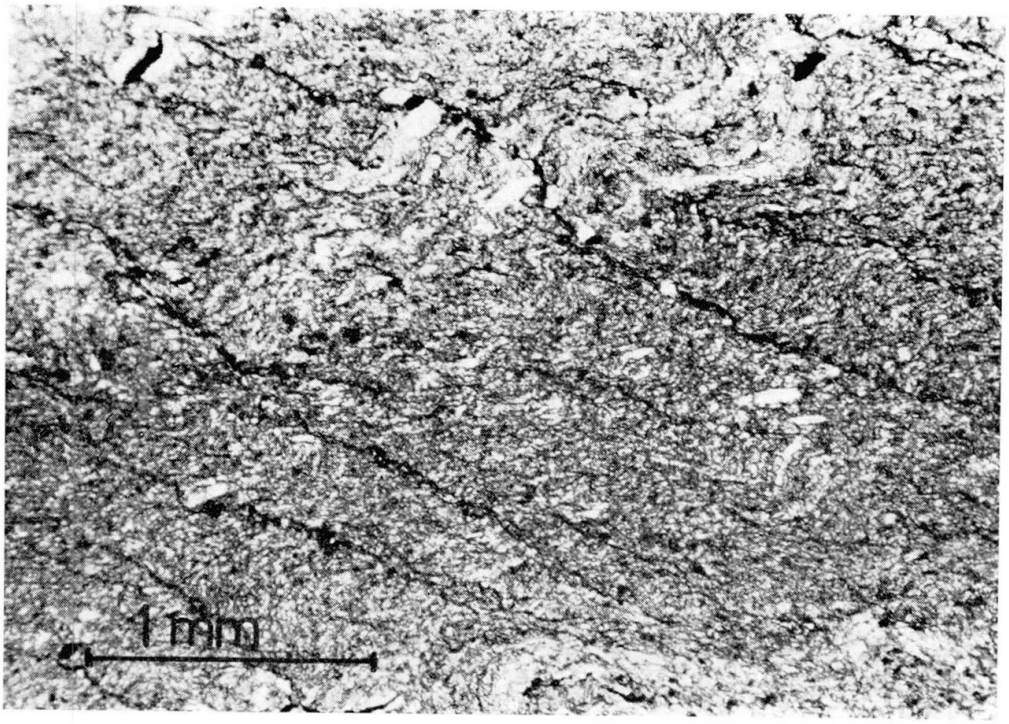

Fig. 8. Zweite Schieferung versetzt ältere Strukturen. Dogger-Kalke Steinbruch Saillon. Koord.: 579 700/113 150. Bildbreite 3 mm.

Fig. 9. Albit, deformiert an 2. Schieferung, Detail aus Fig. 8. Bildbreite 600 μ.

zusammen mit Stilpnomelan ersetzt. Er kann aber auch wie Biotit die grossen Bewegungsflächen markieren.

Stilpnomelan findet sich im ganzen Granit verbreitet und tritt vor allem dort auf, wo altes Gefüge noch relativ gut erhalten ist, sich noch kein neuer Biotit gebildet hat. Sobald die Gefüge eine stärkere Umkristallisation des Quarzes zu kleinkörnigen Subindividuen aufweisen und neuer Biotit zwischen ihnen auftritt, ist Stilpnomelan nicht mehr nachzuweisen. Er ist vor allem an die Korngrenze alter Glimmer gebunden, findet sich aber auch bevorzugt in Kalifeldspatkristallen, die an solche Biotite angrenzen, so dass es hier nur einer geringen Stoffwanderung bedurfte, um sein Wachstum zu begünstigen. (Diskussion und Verbreitung s. von Raumer 1969.) Ausserhalb des Granits findet sich Stilpnomelan vor allem in den Amphiboliten, in denen er die Hornblendeindividuen randlich ersetzt.

Gleiches gilt für neugebildeten Aktinolith, der als sehr feinstrahlige Abart in kleinen Büschelchen den Hornblenden aufsitzt.

Neben diesen Hauptmineralien sind als weitere epimetamorphe Produkte noch Epidot und Albit zu nennen. Epidot, der sehr häufig als nicht assimilierte Restsubstanz auftritt (nicht primärmagmatisch, Mrazec und Giuşca 1935), kann den alten Biotit in starkem Masse ersetzen, kann aber auch als frühes Kristallisat die Risse in den Feldspäten verheilen.

Albit bewirkt durch seine Sprossung eine Verbreiterung der Perthitlamellen zu fleckigen Einheiten in den Fleckenperthiten der Kalifeldspäte, er wächst aber auch in vielen kleinen Individuen als poikilitischer Albit. Starker Ersatz von Kalifeldspat führt zur Bildung von Schachbrettalbit, und markant sind auch die vielen Risse in den Kalifeldspäten, die durch Albit verheilt wurden. Bei der Verheilung der Risse in Kalifeldspat zeigt sich sogar eine ganze Abfolge, indem zuerst Epidot auftreten kann, dann Albit folgt, und Quarz noch die wichtigste Füllsubstanz an letzter Stelle darstellt.

Besonders interessant ist das lokale Auftreten von Granat auf wahrscheinlich früh angelegten, alpinen Bewegungsflächen, in denen er die Bekleidung des Rutschharnisches (mit einer kräftigen Striemung) darstellt. Diesem Granat folgt eine ganze Kette von Ereignissen (mehrfaches Aufreissen und Verheilen), und es zeigt sich die gleiche Abfolge in der Verheilung wie in den Rissen der Kalifeldspate, nämlich Epidot, Albit und Quarz. Stilpnomelan formt sich büschelförmig auf kleinen Rissen im Granat, in den quarzverheilten Rissen finden sich ausserdem noch Chlorit und (am Schnittpunkt mit Epidotklüftchen) sogar, wenn auch selten Pumpellyit.

Eine Analyse der Abfolge von Ereignissen (Übereinanderlagerung verschiedener Mineralparagenesen) wäre aber auch in den Gesteinen der metamorphen Hülle des Granits durchzuführen. So gibt es in den Biotitamphiboliten im Bereich des Massivs von Fully Stilpnomelan-führende Gesteine, jedoch finden sich wenige Meter davon entfernt immer wieder Prehnit, Laumontit und selten

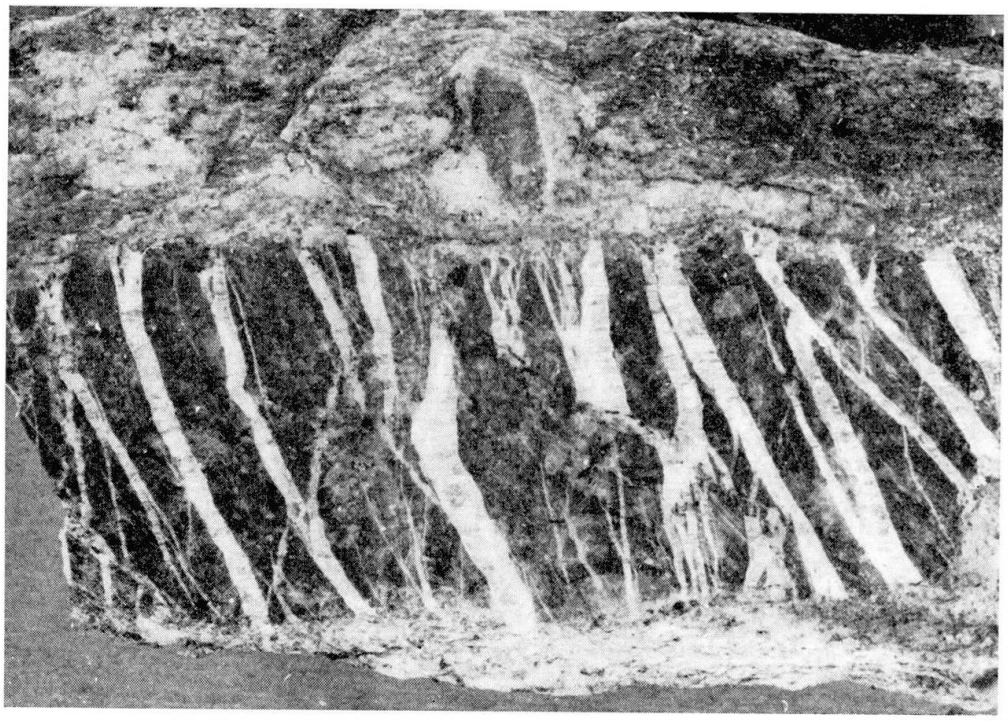

Fig. 10. Kalifeldspat-Grosskristall aus Augengneisen des Altkristallins.
Schwarzgraue Felder: zerbrochener Kalifeldspat gleicher Farbe; weiss: Zerrklüftchen im Kalifeldspat, gefüllt durch Albit und Quarz. Koord.: 567 650/98 900, Bildbreite 10 cm.

auch Pumpellyit. Es kann hier aber nicht entschieden werden, ob es sich um einen Faziesbereich handelt, der von der niedrigsten Metamorphose des Taveyannaz-Sandsteins (im Norden) überleitet zur Grünschieferfazies, die dann südlich der Rhone vorherrscht, oder ob es sich hier um eine spätere, retrograde Bildung handelt, denn die genannten Minerale treten zwar gesteinsbildend aber nicht gemeinsam im gleichen Schliff auf.

Schliesslich führt das immer wieder auftauchende Phänomen der Streckung starrer Bereiche, der Öffnung von Fiederklüften und deren Verheilung zur Bildung einer Anzahl von Mineralien, die eng an die alpine Metamorphose gebunden sind. So wie im Kleinbereich die etwas starreren Kalifeldspäte auseinandergezerrt und dann durch Quarz, Albit, Epidot verheilt wurden (Fig. 10), so öffnen sich im Kristallin in den starren Bereichen die genannten Fiederklüfte. Ihre Füllung hängt von der chemischen Zusammensetzung des Nebengesteins und von den physiko-chemischen Bedingungen ab. Nach Poty (1969) kann man im Mont-Blanc-Granit folgende Mineralparagenesen in den Klüften unterscheiden:

1. Epidot – Adular – Quarz.
2. Epidot – Rauchquarz – Adular – Ripidolith – Calzit ± Fluorit.
3. Epidot – Rauchquarz – Adular – Fluorit.
4. Rauchquarz – Albit – Ankerit.

5. Rauchquarz – Amethyst.
6. Rauchquarz – Albit – Muskowit.

Die Paragenesen 1–3 bildeten sich bei geringen CO_2-Drucken, während der CO_2-Druck bei den Paragenesen 4–6 höher war.

Zusätzlich können Hämatit (4–6), Beryll (wohl zu 1 mit Epidot) und Zeolithe (vor allem Laumontit, aber auch Stilbit, Scolezit und Heulandit) auftreten.

Es sei noch erwähnt, dass sich Stilpnomelan verschiedentlich in Mikroklintrümmern der grauen Molasse von Lausanne (Aquitan) wiederfindet, doch ist die Herkunft dieser Abtragungsprodukte noch nicht sicher geklärt.

Nach TRÜMPY (1960) ist die Hauptphase der tektonischen Ereignisse in den Westalpen in das untere bis mittlere Oligozän zu legen, und DEBELMAS und LEMOINE (1964) nennen für die Hauptereignisse die Zeit zwischen Priabon und unterem Oligozän; in der folgenden Zeit fallen bestimmte Bereiche schon der Abtragung anheim. Da nach HUNZIKER (1970) im Monte-Rosa-Bereich vergleichsweise die thermische Kulmination der Metamorphose mit 38 Mill. Jahren datiert wird, der Stilpnomelan im Mont-Blanc-Massiv aber eine späte Phase darstellt, ist dieser wohl *nach* dem unteren Oligozän gebildet worden.

VII. DISKUSSION UND ZUSAMMENFASSUNG

Betrachten wir das Mont-Blanc-Massiv in seiner Vielgestaltigkeit in einem grösseren Rahmen, so zeigt sich, dass es zwar einer grossen Bogenstruktur eingeordnet ist, dass aber die internen Strukturen dieses Rahmens die gleichen Komplikationen wiederholen (vgl. auch BORDET et al. 1960–1963, KRUMMENACHER et al. 1965, LAURENT et al. 1968). Aus den Achsenkarten des Strukturplans (PLESSMANN und WUNDERLICH 1961, WUNDERLICH 1963) der Westalpen kann man entnehmen, dass im Grossbereich ein Strukturmuster entstand, das nur aus der Abfolge mehrerer Ereignisse gedeutet werden kann. Unabhängig davon zeigt BEARTH (1962), dass im Bereich der Westalpen zwei verschiedene alpinmetamorphe Ereignisse zu erkennen sind.

Dabei ist verständlich, dass die jüngsten Ereignisse in ihrer Vielfältigkeit wesentlich besser erfasst werden konnten als die älteren. Es zeigt sich hier die Problematik in der Beurteilung älteren Geschehens: Wenn schon die alpinen Ereignisse so vielfältig waren (und sich in mehreren aufeinanderfolgenden Vorgängen über Jahrmillionen erstreckten), so darf man annehmen, dass auch die variszischen und alle älteren Ereignisse wesentlich komplizierter und detaillierter waren, als wir es heute erkennen können. Nur genaueste Kartierung und petrographische Detailbearbeitung der älteren Einheiten kann deshalb die Grundlage für eine angemessene Deutung sein! Die grosse Ähnlichkeit der Gesteine unseres Altkristallins (Augengneise, Porphyroidgneise, migmatische

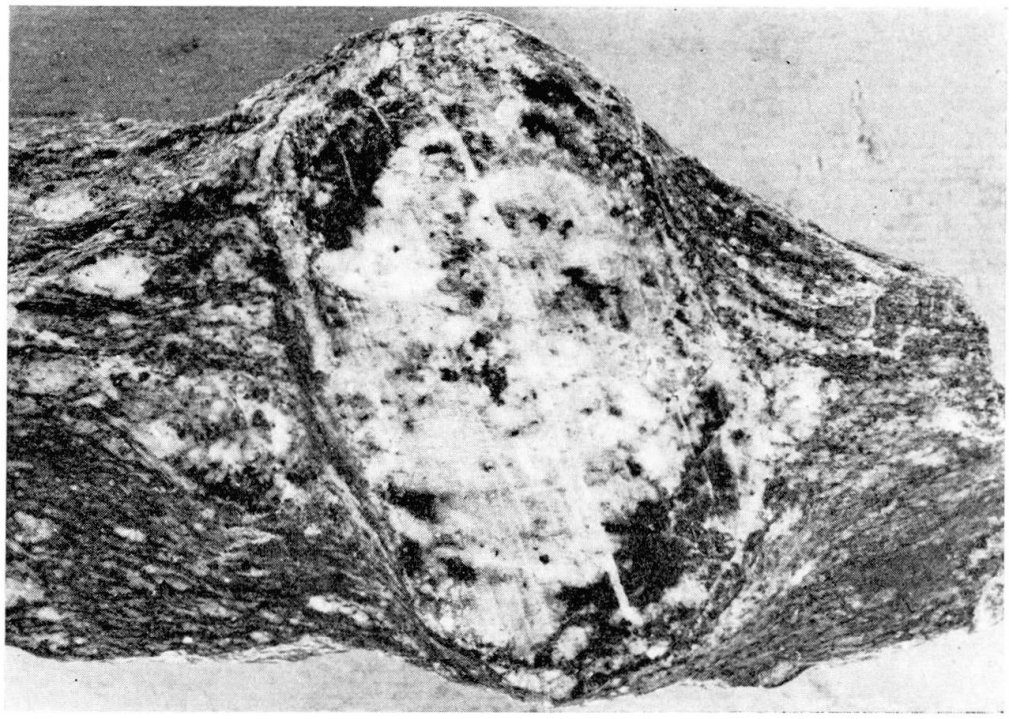

Fig. 11. Kalifeldspat-Grosskristall in deformierter Matrix, aus Augengneisen des Altkristallins. Koord.: 563 300/97 800, Länge des Kristalls 8 cm.

Abfolgen) mit der anderer Altkristallinbereiche lässt auf kontinentalweite paläozoische Ereignisse metamorpher und magmatischer Art schliessen, die sich über einen grossen Zeitraum vom Altpaläozoikum bis zum Ende des Paläozoikums erstreckten.

Ein besonderes Problem bilden hier die verschiedenen Augengneise, in denen (sofern sie von späterer Tektonik verschont wurden) fast idiomorphe Kalifeldspatgrosskristalle gefunden werden können (Fig. 11). Diese ähneln in ihrer ganzen Art des Auftretens der „Porphyroid-Formation" (Lotze 1945), wie sie in prä-ordovizischen Gesteinen Spaniens wiederholt beschrieben worden ist (Lotze 1956, Färber et al. 1964, Parga-Pondal et al. 1964, Schäfer 1969). Dort handelt es sich um eine Serie von Vulkaniten rhyolithischer Zusammensetzung (Riemer 1965), denen in wechselndem Masse sedimentäre Abfolgen mit Tuffiten eingeschaltet sind. Eine stärkere Metamorphose bis zur hohen Amphibolitfazies führte zwar zur Umwandlung der Matrix, liess aber die ehemaligen Einsprenglinge als Grosskristalle erhalten. Vergleiche bieten sich an!

Fernerhin muss das Nebeneinander von Augengneisen und Migmatiten neben verschiedenen Abfolgen von Quarziten bis Kalksilikatfelsen und Amphiboliten eine Deutung erfahren. Wir finden zwar Schollen von Amphiboliten und Kalksilikaten in den Migmatitserien, und vor allem die Kalksilikatschollen sind vergleichbar denen von Arnold (1970) aus dem Gotthardmassiv, doch stellt sich die Frage, ob die mächtigen Quarzitabfolgen nur durch ihre monominerale Zusammensetzung nicht stärker umgewandelt worden sind, oder ob

durch sie nicht ein neuer Zyklus von Gesteinen dargestellt wird. – Ferner bleibt die Frage der zeitlichen Stellung und Bildung der Gneise mit Cordierit, Fibrolith und Andalusit noch offen. Da auch in den Granodioriten von Fully reichlich Cordierit auftritt, also auch dort Hinweise auf metamorphe Reaktionen im Niederdruckbereich vorhanden sind, könnte ein genetischer Zusammenhang zwischen diesen Gesteinen bestehen. Man nimmt an, dass die reichliche Bildung von Cordierit als ein Merkmal für die variszische Regionalmetamorphose angesehen werden kann (ZWART 1969), und es ergäbe sich hier eine Möglichkeit, variszische Anatexite von den Gesteinen einer älteren Anatexis zu unterscheiden! Doch sind letztenendes keine sicheren Kriterien vorhanden, da ja Gesteine bekannt geworden sind (Mönchalpgranit, STRECKEISEN et al. 1966), die alten, vorvariszischen Cordierit enthalten.

Die ständige Abfolge von magmatischen, metamorphen und tektonischen Ereignissen, anscheinend sogar ohne besonderen Hiatus, erschwert eine Trennung in kaledonische und variszische Vorgänge, wenn man darunter mehr verstehen will als eine blosse zeitliche Angabe (s. auch JÄGER 1971).

Auch der Übergang vom Paläozoikum zum Mesozoikum und zum alpinen Zyklus muss erneut bearbeitet werden, da ganz neue Gesichtspunkte durch die Ergebnisse von HUNZIKER (1970) auftreten. Die zeitliche Trennung in alpine und voralpine Mineralparagenesen stützt sich vorläufig nur auf regionale Vergleiche und Funde in jungen Sedimenten. Es muss aber auch hier mit einer weiteren Komplikation gerechnet werden, und es ist zu hoffen, dass gezielte Altersbestimmungen hier gewisse Bestätigungen oder Abgrenzungen erlauben.

ANHANG

Liste der analysierten Gesteine mit Angabe des Autors und den Fundpunkten

Die Nummern entsprechen denen der Fig. 1–3. Die Gesteinsbezeichnungen wurden von den Autoren übernommen, und zwar in der originalen Form, wenn eine Übersetzung infolge verschiedener Interpretationsmöglichkeiten erschwert war. (Die unvollständigen Analysen 57–61 wurden nicht in allen Abbildungen dargestellt.)

KRUMMENACHER (1959)

1 Pinit-Granodiorit (ohne Ortsangabe)
2 Aplitgranit (ohne Ortsangabe)

LAURENT (1968) (Koordinaten der Carte de France, I.G.N.)

3	Pormenaz-Granit, Zentralfazies	116 500/943 750
4	Pormenaz-Granit, Randfazies	114 850/943 900
5	Granit von Montées-Pélissier	111 750/944
6	Mylonit, Montées-Pélissier	110 400/944 800
7	Zweiglimmerschiefer	108 600/940 450
8	Glimmeraugengneis	106 250/940 700
9	prasinitischer migmatischer Augengneis	113 950/945 450

10	serizitischer Mylonitschiefer	108 700/942 200
11	Quarz-Chlorit-Plagioklasgneis	109 400/942 300
12	Serizit-Quarz-Chlorit-Plagioklasgneis	113 600/944 650
13	Chlorit-Serizit-Hornfels	111 500/944 150
14	Chlorit-Serizit-Hornfels	109 700/945 250

VITEL (1965) (Gesteine des Mont-Blanc-Strassentunnels mit Angabe der laufenden Meter von Chamonix aus)

15	feinkörniger Gneis	149, 152
16	Serizitgneis	300
17	feinkörniger Gneis	800
18	Gneis	1150
19	grobkörniger Gneis	2593
20	feinkörniger Gneis	2736
21	massiver Gneis	319
22	massiver Gneis	450
23	Streifengneis	600
24	Gneis	663
25	gebänderter Gneis	760, 772
26	Augengneis	850
27	gneis leptynite	1250
28	Zweiglimmergneis	2500
29	mylonitisierter Granit	1311–1315
30	mylonitisierter Granit	1350
31	leptynite à muscovite	2424
32	Biotit-Quarzit	100
33	Glimmerschiefer	700
34	Amphibolit	900
35	augiger Glimmerschiefer	1600
36	Chloritfels	2750
37	Granit	5480
38	Granit	5660
39	Granit	5410
40	Granit	5540

BELLIÈRE (1958)

41	Glimmerschiefer	Tré-les-Eaux
42	mittelkörniger, homogener Gneis	Col de Berard
43	gneis d'homogénisation	Col de Salenton
44	gneis d'homogénisation	Brévent
45	Streifengneis, biotitreiche Lage	Lacs Noirs
46	Streifengneis, leukokrate Lage	Lacs Noirs
47	Leptynite	Aiguillette du Brévent
48	leukogranitischer Gneis	Lac Cornu
49	biotitführender Gneis Typ „Chéserys"	Lac Blanc
50	Gneis Typ „Chéserys" mit Kalifeldspat	Mesure
51	Gneis Typ „Chéserys" mit Kalifeldspat (gneis d'homogénisation)	Lac Blanc
52	massives granitoides Gestein	Couteray
53	massives granitoides Gestein, vergneist	Couteray
54	alter Tonalit	N Lac Blanc

REINHARD und PREISWERK (1927)

55 Vallorcine-Granit

LAURENT (1968) (Koordinaten wie oben)

56	Kersantit	106 000/941 850
57	prasinitischer Plagioklasgneis	111 900/941 500
58	Epidot-Chlorit-Plagioklasgneis	110 100/946 050

VITEL (1965) (Mont-Blanc-Strassentunnel)

59	Leptynit	644 m
60	Amphibolit	712–719 m
61	Epidot-Fels	2037 m

LITERATUR

AMBERGER, G. F. (1960): L'autochthone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). Thèse Genève.

ARNOLD, A. (1970): Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikateinschlüsse. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *138*.

AYRTON, ST. (1965): Etudes structurales dans une lentille de marbre du Mont-Chemin (Valais). Bull. Soc. vaud. Sci. Nat. *69*, 3–10.

— (1969): Déformations des séries autochthone et helvétique au SE du massif du Mont Blanc. Eclogae geol. Helv. *62*, 95–104.

AYRTON, ST. et BADOUX, H. (1966): Note préliminaire sur la déformation des roches aux environs de Martigny (Valais). Bull. Soc. vaud. Sci. Nat. *69*, 1–9.

BAGGIO, P. (1964): Contributo alla conoscenza geologica del versante italiano del Monte Bianco. Atti Ist. Ven. Sci. Lett. Arti, *122*, 293–325.

BAGGIO, P. e MALARODA, R. (1961): Il traforo del Monte Bianco: prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 1300 alla progressiva 2500 (parte italiana). Accad. Lincei-Rend. d. Cl. di Sci. fis. mat. nat. *XXX*, 6, 908–920.

— (1962): Il traforo del Monte Bianco: prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 2500 alla progressiva 3700 (parte ital.). Accad. Lincei-Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat. *XXXIII*, 149–152.

— (1963): I tipi litologici incontrati nella parte italiana del traforo del Monte Bianco tra la progressiva 2500 e 3700. Accad. Lincei-Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat. *XXXIV*, 293–297.

BAGGIO, P., FERRARA, G. and MALARODA, R. (1967): Results of some Rb/Sr Age Determinations of the Rocks of the Mont Blanc Tunnel. Boll. Soc. Geol. Ital. *86*, 193–212.

BELLIÈRE, J. (1949): Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont Blanc. Ann. Soc. Géol. Belg. *LXXII*, 195–202.

— (1954): Sur la présence des silicates d'alumine (sillimanite, andalousite, disthène) dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). C. R. Ac. Sci. 1395–1397.

— (1956): Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. Bull. Soc. Géol. France 6e ser. *VI*, 691–698.

— (1958): Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). Thèse d'Agrégation Liège.

BEARTH, P. (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. SMPM *42*, 127–137.

BERTRAND, J., CHESSEX, R., DELALOYE, M., LAURENT, R. et VUAGNAT, M. (1965): Déterminations d'âges „plomb total" sur les zircons de la chaîne alpine. SMPM *45*, 317–326.

BOCQUET, J. (1971): Repartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les alpes franco-italiennes. Eclogae geol. Helv. *64*, 71–104.

BORDET, CL. (1961): Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes Françaises). Mém. carte géol. France *58*.

BORDET, P. et BORDET, CL. (1960–1963): Belledonne-Grandes Rousses et Aiguilles Rouges-Mont-Blanc: Quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre à la Mémoire Paul Fallot II, 309–316.

BUCHS, A., CHESSEX, R., KRUMMENACHER, D. et VUAGNAT, M. (1962): Ages „Pb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des alpes. SMPM *42*, 295–305.

BURRI, M. (1968): Etudes géologiques des coupes de la nouvelle route des Mayens de Riddes. Bull. Soc. val. Sci. Nat. *LXXXV*, 1–20.

— (1969a): Débris végétaux du carbonifère dans la carrière de Dorénaz. Bull. Soc. val. Sc. Nat. *LXXXVI*, 48–50.

— (1969b): La zone de Sion-Courmayeur entre les Vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). Eclogae geol. Helv. *62*, 547–566.

CHESSEX, R., DELALOYE, M., LAURENT, R., BERTRAND, J. et VUAGNAT, M. (1966): Données géochimiques et déterminations d'âges plomb total sur des zircons alpins, 4e série. SMPM *46*, 691–693.

CITA, M. B. (1953): Studi geologici sulla Val Ferret Italiana (Alta Val d'Aosta). Boll. Serv. geol. Ital. *75*, 1.

COLLET, L. W. (1924): Aperçu sur la géologie du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Fischbacher, Paris.

— (1943): La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. Mat. Carte géol. Suisse, N.S. *79*.

COLLET, L. W., OULIANOFF, N. et REINHARD, M. (1952): Note explicative de la carte géologique, Feuille 525 Finhaut. Comm. géol. suisse.

CORBIN, P. et OULIANOFF, N. (1925): Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Bull. Soc. Géol. France *25*, 541–553.

— (1926a): Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont Blanc. Soc. vaud. Sci. Nat. *56*, 101–114.

— (1926b): Deux types de contact de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc. C.R. somm. Soc. Géol. France, 65–66.

— (1926c): Les contacts, éruptifs et mécaniques de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc. Bull. Soc. Géol. France, *26*, 153–162.

— (1928): Note explicative de la carte géologique du massif du Mont Blanc. Feuille Chamonix.

DAL PIAZ, G. V. e GOVI, M. (1968): Lo stilpnomelano in Valle d'Aosta: nuovi ritrovamenti. Boll. Soc. Geol. Ital. *87*, 91–108.

DEBELMAS, J. et LEMOINE, M. (1964): La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Information scientifique *1*, 1–33.

DELALOYE, M. F. (1966): Contribution à l'étude des silicates de fer sédimentaires. Le gisement de Chamoson (Valais). Mat. Géol. Suisse, Sér. Géotechn. *XIII*/9.

DUPARC, L. et MRAZEC, L. (1898): Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont Blanc. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève *XXXIII*, 1, 1–227.

ELTER, G. (1960): La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe. Mem. Ist. Geol. Min. Università di Padova, *XXII*.

ELTER, G. e P. (1965): Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo. Mem. Ist. Geol. Min. di Padova, *XXV*.

FÄRBER, A. und JARITZ, W. (1964): Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW-Spanien). Geol. Jb. *81*, 679–738.

FAVRE, A. (1867): Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisine du Mont-Blanc. Genève.

FRICKER, P. E. (1960): Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis). Eclogae geol. Helv. *53*, 33–132.

GERLACH, H. (1873): Das südwestliche Wallis. Beitr. geol. Karte der Schweiz, *9*.

GRASMÜCK, K. (1961): Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont-Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret). Eclogae geol. Helv. *54*, 351–450.

GRAUERT, B. (1966): Rb-Sr age determination on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). Earth and Planetary Sc. Letters, *I*, 139–147.

— (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. Diss. München.

GRAUERT, B. und ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). Contr. Mineral. and Petrol. *20*, 34–56.

HUNZIKER, J. C. (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. Eclogae geol. Helv. *63*, 151–162.

JÄGER, E. (1971): Rubidium-Strontium dating in the alps. Società italiana di Mineralogia e petrologia. Riassunti delle communicazioni Convegno di Roma 20. Febr. 1971.

JONGMANNS, W. J. (1960): Die Karbonflora der Schweiz. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *108*.

KÖHLER, A. (1951): Die Bedeutung der chemischen Gesteinsanalyse für die Klärung petrogenetischer Fragen. Erdöl-Zeitung *5*, 1951.

KÖHLER, A. und RAAZ, P. (1951): Eine neue Methode der Berechnung und graphischen Darstellung von Gesteinsanalysen auf kristall-chemischer Grundlage. Anzeiger math.-naturw. Kl. Österreich. Akad. Wiss. *8*, 205–215.

— (1951b): Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. Jb. Min., Mh. 1951, 247–263.

KÖHLER, A. und WIEDEN, P. (1954): Bemerkungen zu chemischen Gesteinsanalysen. Tschermaks Min. Petr. Mitt. *4*, 430–439.

KRUMMENACHER, D. (1959): Le cristallin de la région de Fully (Valais). SMPM *39*, 151–266.

KRUMMENACHER, D., BORDET, P. et LE FORT, P. (1965): Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. SMPM *45*, 855–874.

KUBLER, B. (1969): Cristallinity of illite, detection of metamorphism in some frontal parts of the alps. Vortragsref. 47. Jahrestagung DMG.

LAURENT, R. (1965): Contribution à l'étude du Carbonifère de la montagne de Pormenaz (Aiguilles Rouges, Haute Savoie). Archives des Sciences, Soc. phys. hist. nat. *18*, 133–143.

— (1968): Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). Archives Sc., Soc. phys. hist. nat. *20*, 223–353.

LAURENT, R., CHESSEX, R. et DELALOYE, M. (1967): La méthode géochronométrique du plomb total appliquée à l'étude géologique des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges (Alpes Franco-Suisses). Repr. from Radioactive dating and methods of low-level counting. International atomic energy agency, Wien.

LAURENT, R. et CHESSEX, R. (1968): Considération sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv. *61*, 1–18.

LEUTWEIN, F., POTY, B., SONET, J. et ZIMMERMANN, J. L. (1970): Age de cavités du granite du Mont Blanc. C.R. Acad. Sci. Paris *271*, 156–158.

LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotektonische Forschungen *6*, 78–92, 1945.

— (1956): Das Präkambrium Spaniens. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 373–380.

LUGEON, M. et ARGAND, E. (1937): Note explicative de la carte géologique. Feuille 485 Saxon-Morcles.

MARTINI, J. (1968): Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). SMPM *48*, 539–654.

MARTINI, J. et VUAGNAT, M. (1965): Présence du facies à zéolites dans la formation des „grès" de Taveyanne (Alpes franco-suisses). SMPM *41*, 281–293.

— (1970): Metamorphose niedrigst temperierten Grades in den Westalpen. Fortschr. Mineral. *47*, 52–64.

MRAZEC, L. et GIUŞCA, D. (1935): Considérations sur l'origine de l'épidote, et en particulier dans les roches magmatiques. Bull. Soc. Romane Géologie *II*, 1–10.

NABHOLZ, W. K. und VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). Eclogae geol. Helv. *56*, 755–808.

NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Int. Geol. Congress Kopenhagen, *XIII*, 132–138.

— (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Miner. *47*, 16–26.

NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Eclogae geol. Helv. *58*, 335–368.

OULIANOFF, N. (1924): Le Massif de l'Arpille et ses abords. Mat. carte géol. Suisse, N.S. *54*, II.

— (1925): Une contribution à l'étude de la tectonique du massif du Mont Blanc (partie suisse). Verh. Schweiz. Natf. Ges. *106*, 135.

— (1934): Massifs hercyniens du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Geol. Führer der Schweiz, Basel, *II*, 121–129.

— (1957): Géologie et Pétrographie de l'Aiguille du Midi (Massif du Mont Blanc). Bull. Lab. Géol. Miner. Géoph. Lausanne, *120*, 1–4.

— (1960): Granite-Gneiss dans le Massif du Mont-Blanc. Int. Geol. Congress Kopenhagen, *XIV*, 158–163.

— (1965): Contribution à l'histoire des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Bull. Soc. vaud. Sci. Nat. *69*, 317.

PARÉJAS, E. (1922a): Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles-Rouges. Arch. S.P.H.N. Genève, Mém. *39*.

— (1922b): La structure de l'extrémité SW du Mont-Blanc. C. R.S.P.H.N. Genève, 37–38.

PARGA-PONDAL, I., MATTE, P. et CAPDEVILA, R. (1964): Introduction à la géologie de l',,Ollo de Sapo". Formation porphyroide antésilurienne du nord ouest de l'Espagne. Notas y communicaciones del Inst. Geol. y Minero de España *76*, 119–154.

PLESSMANN, W. (1958): Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Mont-Blanc-Massivs, sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Physik. Kl. *7*, 153–188.

POTY, B. (1969): La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont Blanc. Sci. de la Terre, Mém. *17*.

PURTSCHELLER, F. (1963): Gefügekundliche Untersuchungen am Granit des Mont Blanc und an den angrenzenden Gebieten. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. Abt. I, *172*, 453–522.

— (1964): Über gefügekundliche Studien im Mont-Blanc-Gebiet. SMPM *44*, 589–593.

VON RAUMER, J. F. (1967): Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit, SMPM *47*, 499–579.

— (1969): Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Granit. Contr. Mineral. and Petrol. *21*, 257–271.

REINHARD, M. und PREISWERK, H. (1927): Über Granitmylonite im Aiguilles-Rouges-Massiv (westliches Wallis). Verh. Natf. Ges. Basel *38*, 188–200.

RIEMER, W. (1965): Vermutliches Präkambrium im Raume Monforte-El Barco (Nordwest-Spanien). N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 732–740.

DE SAUSSURE, H. B. (1779–1796): Voyage dans les Alpes. Neuchâtel.

SCHÄFER, G. (1969): Geologie und Petrographie im östlichen kastilischen Hauptscheidegebirge. Münsterische Forschungen Geol. Paläont. H. *10*.

SCHAER, J. P. (1960): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. Archives Sci., *12*, 473–620.

STECK, A. (1968): Die alpidischen Strukturen in den zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. Eclogae geol. Helv. *61*, 19–48.

STRECKEISEN, A. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. N. Jb. Miner. Abh. *107*, 144–240.

STRECKEISEN, A., GRAUERT, B. und PETERS, TJ. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Min. und Petrogr. Ges. ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. SMPM *46*, 704–722.

SUBLET, P. (1962): Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz (Valais). Eclogae geol. Helv. *55*, 23–76.

TIECHE, J. C. (1969): Travail de diplôme (minéralogie), Lausanne.

TRÜMPY, R. (1952): Sur les racines helvétiques et les „Schistes lustrés" entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre Avoi). Eclogae geol. Helv. *44*, 2.

— (1955): La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. Eclogae geol. Helv. *47*, 315–359.

— (1960): Paleotectonic evolution of the central and western alps. Bull. Geol. Soc. Amer., *71*, 843–908.

— (1966): Considérations générales sur le „Verrucano" des Alpes Suisses. Atti del symposium sul verrucano. Soc. Tosc. di sci. nat. Pisa, 212–232.

VITEL, G. (1965): Etude pétrographique du tunnel du Mont-Blanc (partie française) et recherches géologiques complémentaires dans le massif du Mont-Blanc–Aiguilles-Rouges. Thèse 3e cycle, Grenoble.

WINKLER, H. G. F. (1970): Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. N. Jb. Miner., Mh., 189–248.

WUNDERLICH, H. G. (1963): Ablauf und Altersverhältnis der postvaristischen Tektonik und Metamorphose im Westalpenbogen. Geol. en Mijnbouw *42*, 155–169.

— (1963): Zeitliche Einstufung der Achsenprägung. Zur Achsenkarte des inneren Westalpenbogens. III. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 475–489.

ZWART, H. J. (1969): Metamorphic facies series in the european orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. Geol. Ass. Canada. Spec. Paper *5*, 7–16.

Manuskript eingegangen am 26. April 1971.