

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

Band: 55 (1975)

Heft: 1

Vereinsnachrichten: Bericht über die Jubiläumstagung zum 50jährigen Bestehen der
Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen
Gesellschaft in Neuenburg (49. Hauptversammlung) : Freitag bis
Sonntag, 11.-13. Oktober 1974

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: 04.04.2026

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

Bericht über die Jubiläumstagung zum 50jährigen Bestehen der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Neuenburg (49. Hauptversammlung)

Freitag bis Sonntag, 11.–13. Oktober 1974

A. Bericht des Vorstandes für 1973

Bericht des Präsidenten

Mitgliederbestand

Im Jahre 1973 sind 24 persönliche Mitglieder (davon 6 aus dem Ausland) und 1 unpersönliches Mitglied neu in unsere Gesellschaft eingetreten. Es sind dies:

M. Barrière, Brest	R. Morel, Fribourg
K. Bucher, Zürich	P. Nievergelt, Winterthur
R. Dössegger, Wettingen	D. Ohnenstetter, Nancy
O. Engel, Brühl (Deutschland)	R. Schaal, Zollikerberg
A. Flubacher, Basel	O. Schmid, Bern
Dr. N. Fry, Swanson	P. Stille, Bern
H. Furrer, Arlesheim	J. Strässler, Hüntwangen
S. Girsperger, Effretikon	G. Studer, Zürich
Dr. F. Haser, Kuala Lumpur	J. van Stuijvenberg, Bern
Dr. L. Hauber, Riehen	M. Suter, Basel
Prof. Dr. M. Massaad, Beirut	Frau A. Vital, Dornach
F. Matousek, Zürich	
Inst. de Géologie, Liège	

Durch Tod verlor die Gesellschaft die Herren Prof. A. Földvari (Minkolc), Dr. M. Gschwind (Langendorf) und Prof. R. L. Parker (Zürich).

Den 25 Neueintritten stehen 15 Austritte gegenüber.

Eintritte	25
Austritte und Tod	18
Zuwachs	7

Mitgliederbestand am 31. Dezember 1972	474
Zuwachs	7
Mitgliederbestand am 31. Dezember 1973	481

Todesfälle

Der 1973 verstorbenen Herren Földvari, Gschwind und Parker wurde bereits an der letzten Jahresversammlung gedacht. Am 17. August 1974 verstarb in seinem Heim in Binningen Herr Prof. Dr. Max Reinhard kurz nach Vollendung seines 92. Lebensjahres. Herr Reinhard war 1924 Hauptinitiant der Gründung unserer Gesellschaft, deren erster Präsident er war. Er hat dadurch in einer kritischen Situation den Untergang der von U. Grubenmann gegründeten Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen verhindert. Ein ausführlicher Nekrolog mit der Würdigung seines Wirkens folgt auf Seite 157.

Jahresversammlung

Die Jahresversammlung fand im Rahmen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft am 20. Oktober in Lugano statt. An der von 20 Teilnehmern besuchten wissenschaftlichen Sitzung wurden 10 Referate gehalten, über die in den SMPM 53/3 berichtet worden ist.

An der Geschäftssitzung wurde der Vorstand für die Periode 1974–1976 neu bestellt. Aus dem Vorstand ist Prof. A. Streckeisen ausgeschieden. Zum neuen Präsidenten wurde Dr. A. Spicher (Basel) und zum Vizepräsidenten Prof. M. Grünfelder (Zürich) gewählt.

Da die Jahresversammlung sehr spät im Oktober stattfand, wurde vom 30. September bis 3. Oktober unter der Leitung der Herren G. V. Dal Piaz (Torino), J. C. Hunziker (Bern) und G. Martinotti (San Lorenzo in Campo) eine Exkursion in die Sesiazone durchgeführt, die von 34 Teilnehmern besucht wurde. Ein ausführlicher Bericht über diese wohlgelungene Exkursion erschien ebenfalls in Band 53/3 der SMPM.

Finanzielles

Die Gesellschaft dankt ihren Donatoren für die grosszügige Unterstützung, die sie ihr gewährt haben. Ebenso verdankt sie der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft einen Beitrag von Fr. 6600.— als Unterstützung für die Herausgabe der SMPM.

Ausblick

Wenn wir heute mit Freude und Genugtuung unser 50jähriges Bestehen feiern, so kann auf der anderen Seite nicht verschwiegen werden, dass wir den nächsten Jahren mit Besorgnis entgegensehen. Für eine relativ kleine Gesellschaft mit schwachem Zuwachs an Mitgliedern stellt die stete und beträchtliche Kostensteigerung für den Unterhalt unserer Zeitschrift, die auf gutem Niveau steht, eine gewaltige Belastung dar, die uns in den nächsten Jahren vor ernste finanzielle Probleme stellen wird.

Der Präsident: *A. Spicher*

Bericht des Redaktors

Im Jahre 1973 erschien unter der Redaktion von Herrn Dr. A. Spicher Band 53 der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen, aufgeteilt in 3 Hefte. Die Auflage betrug 1000 Exemplare.

Der Band umfasst 494 Seiten mit 196 Textfiguren, 66 Tabellen und 9 Karten- und Fototafeln. Von den 27 verschiedenen Abhandlungen sind 12 aus dem Gebiete der Mineralogie und Kristallographie, 9 aus verschiedenen Bereichen der Petrographie, 3 über Erzlagerstätten und 3 beschäftigen sich mit Altersbestimmungen und Radioaktivität. 18 Arbeiten erschienen in deutscher, 6 in englischer und 3 in französischer Sprache. 1 Artikel erschien gleichzeitig als «Kleinere Mitteilung» der Geotechnischen Kommission. Band 53 enthält ausserdem den Jahresbericht über die 48. Hauptversammlung der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Lugano mit 5 Referaten und dem Bericht über die Exkursion in die Sesia-Zone.

Dem Redaktor, Herrn Dr. A. Spicher, sei für seine ausgezeichnete Betreuung der Zeitschrift während 18 Jahren an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen. Dank gebührt auch den Mitgliedern der Redaktionskommission für ihre wertvolle Mitarbeit.

Erstellungskosten von Band 53

	53/1	53/2	53/3
Gesamtkosten	18 367.30	20 030.60	18 890.10
Druckkostenbeiträge und Rückerstattungen	5 291.50	6 177.—	6 108.80
Kosten für SMPG	13 075.80	13 853.60	12 781.30
Total Druckkosten	57 288.—		
Total Rückerstattungen	17 577.30		
Total Rückerstattungen Inserate	830.—		
Total Kosten für SMPG	38 880.70		

Allgemeine Bemerkungen

Eine informative Umfrage bei den mineralogisch-petrographischen Instituten der Schweizer Universitäten ergab den fast einhelligen Wunsch, den Umschlag der Zeitschrift zukünftig in grüner Farbe zu halten. Der Jubiläumsband (54-2/3) ist bereits mit neuem Umschlag erschienen. Der Verlag Leemann AG besitzt aber noch einen grösseren Vorrat des grauen Umschlagpapierses und kann dieses kaum anderweitig verwenden. Der Verlag hat sich der Gesellschaft gegenüber immer sehr verständnisvoll und entgegenkommend gezeigt; Band 55 (1975) wird daher nochmals mit grauem Umschlag erscheinen und die endgültige Umstellung auf die grüne Umschlagfarbe wird erst ab Band 56 (1976) vorgenommen.

Die Druckkosten für die Zeitschrift sind enorm gestiegen und belasten die Gesellschaft aufs schwerste. Die Autoren werden gebeten sich möglichst kurz zu fassen und sich auf die absolut nötigen Figuren und Tabellen zu beschränken. Sie ersparen damit dem Redaktor und sich selbst viel Arbeit. Alle eingehenden Abhandlungen werden immer der Redaktionskommission vorgelegt und strenger als bisher beurteilt im Sinne einer inhaltlichen Straffung und Verbesserung unserer Zeitschrift.

Der Redaktor: *W. F. Oberholzer*

Jahresrechnung 1973

Betriebsrechnung

Einnahmen	Mitgliederbeiträge	15 169.15
	Zinsen	4 655.55
	Zeitschrift: Verlagsverkauf 1972	21 136.35
	Verkauf an Mitglieder	459.—
	Autorbeiträge	24 381.10
	Inserate	240.—
	Subvention SNG	6 600.—
		<hr/>
		72 641.15
	Ausgaben	Heft 1/1973
Heft 2/1973		18 600.—
Heft 3/1973		20 500.—
Jubiläumsheft 1974, Anzahlung		5 000.—
IMA und IAGC		330.20
Honorare an Redaktor, Kassier und Sekretär		4 000.—
Verwaltungsspesen und Drucksachen		4 005.55
	<hr/>	
	70 803.05	
Betriebsüberschuss	1 838.10	
	<hr/>	
	72 641.15	

Bilanz per 31. 12. 1973

Aktiven	Postcheck	2 792.41
	Kontokorrent	753.20
	Depositenkonto	20 155.20
	Anlagesparkonto	52 356.75
	Kasse	239.91
	Wertschriften (Nominalwert)	25 000.—
Passiven	Leemann AG	49 100.—
Kapitalstand per 31. 12. 1973		<hr/>
		52 197.47
Abschluss	Kapitalstand per 31. 12. 1972	50 359.37
	Betriebsüberschuss	1 838.10
		<hr/>
		52 197.47

Der Kassier: *M. Weibel***B. Sitzungsprotokoll****1. Geschäftliche Sitzung**

Samstag, 12. Oktober, 17.00 Uhr, Aula der Universität, Avenue du Ier Mars 26.

Vorsitz: Dr. A. Spicher, Präsident.

Anwesend: 25 Personen.

1. Der Präsident erstattet den Jahresbericht (siehe S. 103).
2. Der Präsident orientiert über die Reorganisation der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft (SNG). Die neuen, vollständig umgearbeiteten Statuten dieser Organisation sind von der Hauptversammlung SNG am Vortag mit einem Zweidrittelsmehr angenommen worden. Da die SMPG als Fachgesellschaft der SNG ange-

hörte und auch weiterhin angehören möchte, werden auf die nächste Hauptversammlung verschiedene Statutenänderungen nötig werden. Die Mitglieder sollen zu gegebener Zeit darüber informiert werden.

3. Der Redaktor orientiert über die Herausgabe der Mitteilungen (siehe S. 105).
4. Der Kassier erläutert die Rechnung für das Jahr 1973, die mit einem Betriebsüberschuss von Fr. 1838.10 abschliesst (siehe S. 106).
Gemäss Antrag der beiden Rechnungsrevisoren, Dr. H. Masson, Lausanne, und Dr. M. Frey, Bern, wird die Jahresrechnung einstimmig genehmigt und dem Kassier unter Verdankung seiner Arbeit Décharge erteilt.
5. Das vom Kassier vorgelegte Budget sieht für 1975 Ausgaben von Fr. 80 000.— vor (Zeitschrift Fr. 70 000.—, Verwaltung Fr. 10 000.—). Dabei wird bei einem veranschlagten Betrag von Fr. 75 000.— Einnahmen ein Defizit von Fr. 5000.— erwartet. In diesem Budget ist eine Subvention der SNG von Fr. 10 000.— und die Erhöhung des Jahresbeitrages schon eingerechnet.
Nach Annahme der Erhöhung des Jahresbeitrages (unpersönliche Mitglieder Fr. 50.—, früher Fr. 40.—; persönliche Mitglieder Fr. 40.—, früher Fr. 30.— und Studenten Fr. 25.—, früher Fr. 20.—) wird auch dem Budget zugestimmt.
6. Orientierung über die IMA-Tagungen in Berlin und Regensburg, 11.–18. September 1974, durch die beiden Delegierten der SMPG, Prof. A. Steck, Lausanne, und Dr. H. A. Stalder, Bern. (Der schriftliche Bericht soll in der nächsten Nummer der SMPM aufgrund der offiziellen Protokolle der IMA und deren Kommissionen erscheinen.)
7. Als neuer Rechnungsrevisor für 1975 und 1976 wird Prof. A. Steck gewählt.

2. Bankett der SMPG

Zum 50jährigen Bestehen der SMPG wurde am 11. Oktober im Schloss Boudry bei Neuchâtel ein Bankett durchgeführt, woran ungefähr 70 Personen aus dem In- und Ausland teilnahmen. Nach der Begrüssungsansprache des Präsidenten, Dr. A. Spieher, Basel, richteten die folgenden Herren Glückwunschartikeln an die Festversammlung:

Prof. M. FORNASERI, als Präsident der Società Italiana di Mineralogia e Petrologia.
Prof. S. GOLDSZTAUB, als Präsident der Société française de Minéralogie et de Cristallographie, der auch eine schriftliche Botschaft überreichte.

Prof. A. PREISINGER, als Präsident der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, der zudem die SMPG zu einer gemeinsamen Exkursion zusammen mit der ÖMG einlud.

Prof. H. WONDRAUSCHKE, als Vertreter der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft.

Prof. E. ASCHER, als Präsident der Schweiz. Gesellschaft für Kristallographie.

Dr. L. HAUBER, als Präsident der Schweiz. Geologischen Gesellschaft.

Prof. W. NABHOLZ, als Präsident der Schweiz. Geologischen Kommission.

Prof. F. DE QUERVAIN, als ehemaliger Präsident der Schweiz. Geotechnischen Kommission.

Prof. L. VAN DER PLAS, als Fachvertreter aus Holland.

Glückwunschtelegramme trafen ein aus England (Prof. E. A. VINCENT, Mineralogical Society) und Belgien (Prof. J. P. MICHOT, Liège).

3. Wissenschaftliche Sitzung

Wissenschaftliche Sitzungen wurden an drei Tagen, 11. bis 13. Oktober, in der Aula der Universität Neuchâtel abgehalten. Sie waren zum Teil sehr gut besucht (bis 200 Personen), vor allem die Jubiläumsvorträge vom 11. Oktober.

Jubiläumsvorträge zum 50jährigen Bestehen der SMPG

E. Niggli (Bern): *Lagerstättenforschung in der Schweiz.*

M. Vuagnat (Genève): *Les ophiolites: Faits, hypothèses et problèmes.*

Mes chers Collègues, Mesdames, Messieurs, en me demandant de faire une conférence sur les ophiolites, la Société Suisse de Minéralogie et de Pétrographie m'a tout à la fois fait un honneur et mis dans l'embarras. Cet embarras a deux raisons. D'une part, au cours des dix dernières années, le nombre des études relatives aux ophiolites a énormément augmenté, je ne serais pas étonné que le taux annuel ait décuplé. D'autre part accaparé, hélas, par des charges administratives nombreuses, auxquelles ne peut guère échapper à l'heure actuelle un professeur d'université, le temps consacré à la recherche et à la lecture s'est amenuisé. Je suis persuadé que de jeunes collègues, dont certains sont ici présents, sont beaucoup plus au courant que moi des dernières publications sur les ophiolites. Si j'ai finalement accepté de vous parler c'est parce que j'ai, depuis plus de 30 ans maintenant, suivi les progrès de nos connaissances concernant les roches vertes alpines, c'est aussi un peu parce qu'au cours de multiples voyages, j'ai eu l'occasion d'en voir sur le terrain un grand nombre.

Lors de la réunion de notre Société à Davos en 1950 j'avais fait un exposé sur «Le rôle des roches basiques dans les Alpes»; je me propose tout d'abord de rappeler brièvement l'état de nos connaissances en la matière à cette époque, puis d'examiner avec vous les progrès qui ont été faits dans la connaissance des ophiolites au cours du dernier quart de siècle. Enfin, j'énumérerai un certain nombre de problèmes qui restent encore à résoudre.

Au lendemain de la seconde guerre mondiale, il apparaissait assez nettement que les ophiolites pouvaient être réparties en deux grands groupes. D'une part des roches n'ayant pas subi de déformation, dont l'origine éruptive était évidente. Ces ophiolites considérées alors comme non métamorphiques, que j'appellerai ici d'une manière plus neutre, ophiolites du type I, forment des masses relativement modestes dans certains domaines alpins: Préalpes, pennique supérieur des Grisons, etc., ainsi qu'en Corse et en Apennin du Nord. D'autre part, des massifs de roches vertes, souvent de grande taille, situés dans la zone pennique proprement dite. Il était évident que ces roches avaient subi, sous l'action du métamorphisme régional alpin, des déformations et des recristallisations si profondes que dans bien des cas il n'était plus possible de reconnaître les roches originelles. Parfois même, l'origine éruptive de certaines d'entre elles, je pense par exemple aux prasinites du Grand Paradis étudiées par R. MICHEL (1953), était mise en doute.

Ces ophiolites nettement métamorphiques que j'appellerai ici ophiolites du type II avaient à l'époque fait l'objet de divers travaux pétrographiques assez poussés, principalement sous l'impulsion de Paul Niggli, dans le Valais et la Vallée d'Aoste, le Tessin et les Grisons; en revanche, leur géologie était moins bien connue.

En ce qui concerne les ophiolites du type I, on constate qu'après les travaux de STEINMANN (1926), basés surtout sur des observations faites dans l'Apennin, avait succédé une période creuse; les recherches reprenant, dans certains domaines alpins privilégiés, juste avant et pendant la dernière guerre.

Ces recherches avaient alors permis de confirmer l'existence d'une trilogie de roches éruptives dans les ophiolites «fraîches»: serpentinites, gabbros et diabases. Il était aussi

apparu que la plus grande partie de ces diabases, dans lesquelles STEINMANN voyait un sill hypabyssal, étaient en réalité des laves sous-marines bien reconnaissables à leur débit en coussins. Notons que le fait avait déjà été reconnu bien longtemps auparavant dans le massif du Montgenèvre par deux précurseurs britanniques, COLE et GREGORY (1890).

Le débit en coussins des diabases ophiolitiques était un caractère structural remarquable qui sur le plan microscopique s'accompagnait d'une variation très nette de granulométrie et de mode d'arrangement des cristaux entre le centre et le bord d'un coussin. D'autre part, des analyses modales et chimiques avaient montré que beaucoup de coussins possédaient une composition différente de celle des basaltes ordinaires, la composition spilitique étudiée en détail par divers géologues britanniques, notamment DEWEY et FLETT (1912), pendant la première partie de ce siècle. Vous savez que, chimiquement, ce caractère se traduit par une teneur anormalement élevée en soude et basse en chaux, ce qui s'exprime dans le mode surtout par l'abondance de l'albite. L'origine de cette composition spilitique a fait coulé beaucoup d'encre et n'a pas fini d'en faire couler, preuve en est le volume sur les spilites qui vient d'être publié (AMSTUTZ, 1974).

Voyons maintenant comment se sont développées nos connaissances sur les ophiolites depuis 1950, et tout d'abord dans les Alpes occidentales et l'Apennin.

Un gros effort a été fourni pour l'étude des ophiolites du type I. Il est maintenant possible d'énumérer avec beaucoup plus de détails les termes qui constituent le cortège ophiolitique. — C'est ainsi que dans les serpentinites de nombreuses reliques primaires, minéralogiques ou structurales ont été trouvées, je pense par exemple au mémoire de T. PETERS (1963) sur la serpentine de la Totalp. D'autre part, une série de roches associées aux serpentinites, souvent en lentilles tectoniques, a été mise en évidence, tout d'abord les divers types d'ophicalcites remarqués depuis longtemps déjà, puis des brèches serpentineuses variées, des rodingites, des ophisphérites et en de rares points des roches très leucocrates: albitites ou syénites albitiques.

En ce qui concerne les gabbros, on ne peut pas dire qu'il y ait réellement eu des découvertes, toutefois il ressort maintenant que le gabbro alpin a certains traits particuliers notamment la grande taille des cristaux accompagnée cependant de variations rapides de la granularité; à noter aussi les variations d'indice de coloration qui peuvent conduire à des passées soit pyroxénitiques, soit anorthositiques.

Les travaux récents ont permis de subdiviser clairement les diabases en deux groupes d'inégale importance: les diabases hypabyssales, doléritiques, assez restreints, en filons dans les autres roches ophiolitiques et les diabases en coussins représentant de grands épanchements sous-marins. Là aussi, on a pu mettre en évidence toute une série de roches associées volcanoclastiques allant des brèches de coussins et des hyaloclastites, termes purement éruptifs, à des brèches ophiolitiques polygéniques, sans doute d'origine sédimentaires, dans certains cas au moins liés à des olistostromes.

Un autre fait qui mérite d'être mentionné est celui de la soi-disant fraîcheur de ces roches. On les considérait comme non métamorphiques parce qu'elles ne montraient souvent pas traces de déformations, même dans les structures les plus délicates, et que, d'autre part, elles se trouvaient dans des domaines tectoniques que l'on supposait avoir échappé au métamorphisme régional alpin. Au cours des dix dernières années divers travaux, principalement ceux sur les grauwackes de la formation de Taveyenne (MARTINI, 1968) ont démontré sans l'ombre d'un doute que, d'une part, le métamorphisme alpin débordait amplement de la zone classique du domaine pennique et que, d'autre part, une roche pouvait subir des recristallisations importantes sans l'ombre d'une déformation.

Actuellement, il apparaît que les ophiolites du type I, tant dans les Alpes occidentales que dans l'Apennin, sont bel et bien métamorphiques, probablement dans les faciès à pumpellyite-prehnite et pumpellyite-actinote. Il est évident que ce fait nous oblige à reconsidérer l'origine des paragenèses spilitiques comme nous le verrons dans la dernière partie de cet exposé.

Les travaux se sont aussi poursuivis dans le domaine des ophiolites du type II. Parmi les résultats les plus intéressants, il faut mentionner la découverte au sein des masses métamorphiques des roches reliques ayant conservé la structure en coussins malgré une recristallisation complète. Ces îlots ont été retrouvés dans des paragenèses de schistes

verts, de schistes bleus, avec glaucophane, lawsonite et pyroxène sodique comme en Haute-Ubaye, ainsi que le travail de STEEN (1972) en Haute-Ubaye, l'a bien mis en évidence et même dans des paragenèses éclogitiques ainsi que l'a montré BEARTH (1959, 1967) pour les roches vertes des environs de Zermatt.

D'autre, part en divers endroits des termes de passage entre les ophiolites du type I et celles du type II ont été observés, notamment dans l'Oberhalbstein et dans les environs de Césanne, au rebord interne du massif du Montgenèvre. On peut, sur le terrain et sous le microscope, suivre la déformation progressive des coussins et des brèches de coussins qui conduit finalement à des schistes verts généralement rubanés à albite, chlorite épidote et actinote où seul un œil exercé peut encore, ici ou là, reconnaître la trace d'une structure variolitique.

Les deux ordres d'observations que nous venons de mentionner conduisent à penser que les ophiolites du type II dérivent en fait par métamorphisme d'ophiolites du type I et donnent tort à ceux qui pensaient que de nombreuses prasinites, amphibolites, voire même serpentinites, dérivait d'anciens sédiments. Il sied cependant de noter qu'il faudra des travaux supplémentaires pour que la cause soit définitivement entendue.

Un autre aspect sur lequel s'est porté l'attention des chercheurs est celui des relations des divers termes de la série ophiolitique entre eux et avec les sédiments encaissants. Dans le cas des ophiolites II, le métamorphisme a obscurci les relations de contact. En revanche, pour les ophiolites I certains faits ont pu être établis. L'examen des filons a confirmé la succession temporelle postulée par STEINMANN: serpentinite-gabbro-diabase. Cependant la même succession, spatiale cette fois-ci, les ultramafites étant à la base, est plus difficile à établir. Dans les Alpes tout au moins, les dislocations tectoniques ont fortement démembré la série ophiolitique. Même là où on observe une telle succession comme au Chenaillet, dans le massif du Montgenèvre, un examen attentif permet de démontrer que les contacts sont mécaniques et non primaires. Il est aussi apparu que tous les contacts serpentinite-sédiments étaient faillés; on peut dire que dans les ophiolites du type I, les masses de serpentinites se sont mises en place, dans leur contexte actuel, comme des intrusions «froides». Les longs cheminements tectoniques de certaines lentilles de serpentinite sous l'action des déformations alpines sont étonnants et donnent à penser que ces roches ont parfois véritablement joué le rôle d'un lubrifiant.

Les seuls contacts stratigraphiques sûrs avec des sédiments sont ceux entre coulées et brèches de coussins et une série sédimentaire réduite dont les deux termes de base sont des radiolarites et des calcaires fins à calpionnelles. Bien connue dans l'Apennin, où elle avait déjà été décrite par STEINMANN (1926), cette série plus ou moins recristallisée a été retrouvée en divers points des Alpes notamment dans les ophiolites des Alpes françaises méridionales à la suite des travaux de M. LEMOINE et d'autres chercheurs (1970).

A première vue, ces ophiolites paraissent intercalées dans une série normale de schistes lustrés surmontant le Trias; un examen attentif a permis non seulement de retrouver cette série réduite entre les schistes lustrés et les ophiolites mais de démontrer que ces dernières, des laves en coussins, étaient en position renversée et appartenaient ainsi au flanc renversé d'une unité tectonique supérieure indépendante des schistes lustrés sous-jacents, fait sur lequel nous reviendrons dans les conclusions.

Jusqu'à présent nous nous sommes cantonnés dans les Alpes occidentales et l'Apennin. L'étude des ophiolites devait recevoir une nouvelle impulsion à la suite de travaux effectués sur de grands massifs des Balkans et du Moyen-Orient. On peut citer, parmi d'autres, le Vourinos étudié par BRUNN (1956); puis par MOORE (1969), le Pinde, le Troodos à Chypre (WILSON, 1959), le massif d'Antalya, objet d'une très récente et remarquable étude de T. JUTEAU (1974), le Kizil Dagh où DUBERTRET (1953) a fait œuvre de pionnier, et, plus loin, les massifs d'Oman étudiés récemment par notre compatriote REINHARDT (1969). Il s'agit là de grands massifs couvrant souvent des dizaines de km² qui, en général, ont été moins touchés par les dislocations et le métamorphisme que ceux des Alpes occidentales. En outre, dans la majorité des cas les conditions d'affleurement sont excellentes tant à cause de la végétation plus clairsemée que du fait que certains d'entre eux sont situés au bord de la mer.

L'étude de ces massifs a permis de retrouver des roches très semblables, souvent plus

fraîches, à celles des ophiolites de type I de nos Alpes et d'établir avec sûreté leurs relations mutuelles. C'est ainsi qu'on a pu constater que la succession postulée par Steinmann, soit de bas en haut: ultramafite – gabbro – diabase était bien réalisée et correspondait également à une succession dans le temps. On a aussi pu voir que les épaisseurs de chacun des termes étaient considérables dépassant souvent le km. Progressivement ces grands massifs basiques – ultrabasiques sont apparus comme le modèle de nos ophiolites avant que l'orogénèse alpine ne les ait disloquées et en bonne partie métamorphisées. Pour simplifier, je parlerai du modèle Vourinos – Kizil Dagh.

L'étude des zones ophiolitiques ne s'est pas arrêtée au Moyen-Orient. En effet, au cours du dernier quart de siècle et surtout des dernières dix années de nombreuses publications ont paru sur des roches de type ophiolitique des chaînes de montagnes d'âge alpin, en particulier dans la zone orogénique péripacifique: chaînes côtières de Californie, de Colombie britannique, d'Alaska; Japon; Papouasie; Nlle Calédonie; Nlle Zélande; il faudrait aussi mentionner les zones ophiolitiques de la région Caraïbe: Antilles, Vénézuéla, Guatemala. Les chercheurs se sont également attaqués aux roches vertes des orogènes plus anciens, paléozoïques ou même précambriens. Là encore on a pu retrouver des massifs basiques – ultrabasiques rappelant beaucoup par la nature de leurs roches et par leur structure ceux des Alpes sensu lato. Je pense, en particulier aux roches vertes des Appalaches septentrionales et plus particulièrement au complexe de la Bay of Islands à Terre Neuve.

Il apparaît donc qu'on est peut-être en droit d'étendre au globe entier, dans l'espace et dans le temps, le modèle Vourinos – Kizil Dagh des massifs ophiolitiques. On aurait ainsi les grands massifs ophiolitiques primaires et dérivant d'eux à la suite d'activité orogénique divers types d'ophiolites plus ou moins démembrées et métamorphiques allant jusqu'à ces zones de mélanges comme le Franciscain ou le mélange d'Ankara où la juxtaposition désordonnée de roches ophiolitiques variées reste un sujet d'étonnement pour le géologue.

Mais c'est au cours de la dernière décennie que l'intérêt pour les ophiolites a surtout pris son essor, essor lié à l'exploration intensive des fonds océaniques. Il est en effet peu à peu apparu que sous les sédiments l'écorce océanique était formée de roches très semblables aux ophiolites. Les données résultant tant des dragages que des mesures géophysiques ont permis de construire un modèle de l'écorce océanique assez semblable aux massifs du type Vourinos – Kizil Dagh. La théorie de l'expansion des fonds océaniques et la tectonique des plaques ont fourni les mécanismes nécessaires à expliquer l'incorporation sous-jacente dans les zones orogéniques. C'est ainsi que de roches relativement peu communes caractérisant certaines zones tectoniques des chaînes alpinotypes, les ophiolites sont devenues les roches éruptives les plus répandues puisque les fonds océaniques constituent plus de la moitié de la surface du globe.

Je me propose maintenant de passer rapidement en revue certains problèmes non résolus que nous pose l'étude des ophiolites. Le nombre de dix que j'ai choisi est entièrement arbitraire et la nature de ces problèmes est variée, certains concernent essentiellement les Alpes occidentales, d'autres ont une portée plus générale.

Age des ophiolites. Nos connaissances à ce sujet sont encore très fragmentaires. En effet, les datations tant stratigraphiques que radiométriques se heurtent à de gros obstacles. Dans le premier cas les difficultés proviennent d'une part de la stérilité en fossiles des roches encaissantes ainsi que du fait que beaucoup de contacts sont anormaux (tectoniques ou olistostromiques). Dans le second cas, la nature basique des roches fait que seule la méthode potassium-argon paraît pouvoir être employée avec succès. Or, nous nous heurtons à trois obstacles: teneur très faible en potassium, danger d'obtenir des âges trop élevés par suite de présence d'argon primaire, assez fréquent dans les roches basiques, danger d'obtenir des âges trop jeunes par suite des effets du métamorphisme. Les seuls âges stratigraphiques vraiment sûrs proviennent des Apennin où en certains points on voit la succession pillow lavas-radiolarites à fragment de verre volcanique – calcaires à calpionelles de la limite Jurassique-Crétacé. Par analogie on peut penser que là

où la même série, mais avec sédiments recristallisés, a été observée dans les Alpes, les laves en coussins sont tithoniques.

Les âges radiométriques obtenus surtout sur des diabases et gabbros sont assez étalés; dans le cas des ophiolites des Gets, très fraîches, la majorité tombe dans le Jurassique (BERTRAND, 1970) confirmant ainsi les données stratigraphiques. Toutefois, il n'est pas exclu que l'activité, volcanique se soit poursuivie ou ait repris au Crétacé. Un gros travail reste encore à faire.

Les ophiolites font-elles partie d'une nappe des ophiolites ou sont-elles intercalées dans les schistes lustrés? – Nous avons vu que dans le sud de la France, les ophiolites apparemment intercalées dans des schistes lustrés constituent en fait une unité tectonique supérieure indépendante ayant une série stratigraphique semblable à celle de la nappe Ligure. S'agit-il de conditions particulières ou cette situation peut-elle être utilisée comme hypothèse de travail et étendue à l'ensemble des Alpes occidentales? Notons qu'il est souvent déjà difficile de juger de la nature mécanique ou stratigraphique d'un contact dans le cas des ophiolites du type I; dans celles du type II le métamorphisme qui souvent détermine des échanges locaux entre roche éruptive et roche sédimentaire rend la distinction encore beaucoup plus ardue. Là aussi un gros travail est nécessaire.

Y a-t-il dans nos Alpes deux zones ophiolitiques, l'une correspondant au géosynclinal valaisan, l'autre au géosynclinal piémontais? On sait que ces deux structures sont supposées se relayer d'ouest en est. Dans sa partie occidentale, le géosynclinal valaisan semble assez dépourvu de roches vertes. Cependant le massif ophiolitiques du Versoyen, à cheval sur la frontière franco-italienne, appartiendrait pour les uns à ce géosynclinal, pour d'autres, qui suivent l'hypothèse classique de Hermann, il s'agirait d'ophiolites piémontaises involuées dans leur position actuelle. La question n'est pas facile à trancher étant donné que la zone de Versoyen a subi un net métamorphisme et que de ce fait les contacts sont difficiles à interpréter. Si la première hypothèse correspondait à la réalité, on aurait sur la même transversale des ophiolites de deux origines différentes; peut-être qu'une comparaison approfondie des deux, du point de vue géochimique et pétrographique, permettrait de confirmer cette différence.

Identité entre les ophiolites des Alpes occidentales et les grands massifs basiques – ultrabasiques de la Méditerranée orientale. – Si nous élargissons maintenant notre champ de vision, nous pouvons nous demander si les ophiolites des Alpes occidentales dérivent toutes de grands massifs du type Vourinos-Kizil Dag. Autrement dit, seuls les effets secondaires des dislocations et du métamorphisme liés à l'orogénèse alpine distingueraient les deux groupes de roches vertes. La chose semble admise par un nombre croissant de géologues, mais il ne faut pas perdre de vue que pour le moment il s'agit d'une hypothèse de travail. Il n'a pas échappé à certains qu'il semblait exister certaines différences, peut-être primaires entre les deux groupes (NICOLAS et JACKSON, 1972). C'est ainsi que nos serpentinites semblent dériver surtout de lherzolites tandis que les harzburgites jouent un rôle prééminent dans les massifs orientaux; ces derniers sont également riches en gîtes de chromite peu fréquents dans nos Alpes. On peut aussi noter l'absence chez nous de «sheeted complexes» typiques et la rareté des roches leucocrates de types trondjémitique. Ces différences ne sont-elles qu'apparentes, existent-elles réellement et sont-elles dues à une hétérogénéité latérale du manteau supérieur ou à des modes de formation primaires distincts, tous ces points restent encore à éclaircir.

Identité entre les massifs du type Vourinos-Kizil Dag et l'écorce océanique. – Si la question d'identité se pose déjà pour des roches vertes faisant partie de la chaîne alpine au sens large, elle se pose aussi lorsqu'on compare les massifs du type Vourinos-Kizil Dag avec l'écorce océanique. Il faut bien être conscient que l'on compare ici deux objets géologiques qui sont loin d'être connus au même degré. D'un côté une série de massifs offrant des conditions d'affleurement très favorables, cartographiés en détail, où de grands

nombres d'échantillons ont pu être récoltés pour des analyses chimiques, minéralogiques ou géophysiques, de l'autre une écorce que l'on commence à explorer où la plupart des échantillons, couverture sédimentaire exceptée, proviennent de dragages, donc d'un processus de tâtonnement. Seule la couche supérieure des laves sous-marines est connue directement, les étages inférieurs ont été reconstitués en se basant essentiellement sur les données sismiques et sur un nombre relativement restreint de spécimens dragués généralement à proximité de failles. Il ne faut dès lors pas s'étonner si d'un auteur à l'autre la structure proposée pour l'écorce océanique varie, au point même que tous ne sont pas d'accord sur le nombre des couches à distinguer.

Au reste même lorsqu'on aura démontré que les ophiolites sont bien des morceaux d'écorce océanique tout ne sera pas dit. En effet, il est peut-être trop simple d'admettre que toute écorce océanique ne se forme qu'au long des dorsales. Il est possible qu'une activité volcanique persiste à distance des dorsales et que la couche 2, celle des laves, ait une origine complexe. Ces questions ont été posées pour le Troodos de manière il est vrai différente par GASS et SMEWING (1973) et par MIYASHIRO (1973).

Si nous admettons, avec certaines réserves et en se souvenant qu'il s'agit d'hypothèses de travail, la correspondance ophiolites classiques – massif du type Vourinos-Kizil Dagh – écorce océanique, nous pouvons nous poser diverses questions.

Dans les massifs basiques – ultrabasiques deux zones limites doivent être étudiées avec un grand soin. Les deux zones de transitions des ultramafites aux gabbros d'une part, des gabbros aux laves d'autre part.

Zone de transition des ultramafites aux gabbros. – En ce qui concerne la première zone, il faut relever qu'au cours de ces dernières années on s'est progressivement rendu compte qu'entre les péridotites, généralement harzburgitiques assez homogènes, plus ou moins serpentinisées et les gabbros s'intercale une zone de transition à structure plus ou moins stratifiée. Dans cette zone, on trouve des lits dont la composition va de celle d'une dunite à celle d'une anorthosite. La conclusion qui s'est imposée est qu'on avait là le résultat de la différenciation par gravité et de la cristallisation d'un magma très basique formant un sill puissant ou un laccolite au-dessus des péridotites du manteau supérieur et dont le magma proviendrait de la fusion partielle de ce dernier. – Vous savez sans doute que certains auteurs parlent de cumulats pour les ultramafites de cette zone et de tectonites pour les ultramafites du manteau qui montrent souvent des structures de déformation plastique.

Je ferai trois remarques à ce propos. Tout d'abord la distinction tranchée entre ultramafites alpinotypes et ultramafites stratiformes proposée par THAYER (1960) doit être nuancée puisque toutes deux peuvent se rencontrer dans des chaînes de type alpin. Ensuite, bien que peu représentées dans les ophiolites de nos régions, des ultramafites à cumulats ne sont pas totalement absentes, ainsi que l'ont montré GALLI et ses collaborateurs dans l'Apennin Ligure (BEZZI et PICCARDO, 1970). Enfin, dans une lettre très récente à Nature, MOORE et JACKSON (1974) ont proposé que la zone de transition située juste en dessus de la discontinuité de Mohorovicic postulé par SUTTON et al. (1971) dans leur modèle de l'écorce du Pacifique correspondait à des cumulats. Rappelons que dans cette zone les ondes sismiques ont une vitesse intermédiaire entre celles qui caractérisait la couche 3 (gabbros) et le manteau supérieur.

Zone de transition des gabbros aux diabases. – Quant à l'autre zone de transition celle des gabbros aux laves elle présente aussi certains problèmes. Nous savons que, dans certains grands massifs tout au moins, Troodos, Kizil Dagh, elle est constituée par un complexe de dikes doléritiques parallèles très serrés, le «Sheeted complex» des géologues anglo-saxons. Nous avons relevé que de tels complexes n'ont pas été retrouvés, du moins avec une certaine ampleur, dans les Alpes occidentales. Certains mettent en relation cette différence avec un taux d'expansion variable des dorsales océaniques. On peut aussi se demander quelle est la contribution de ces complexes feuilletés aux propriétés magnétiques de l'écorce océanique.

Métamorphisme anté-alpin. Vous savez qu'un des résultats remarquable des dragages océaniques a été la découverte de roches métamorphiques basiques. Il est généralement admis que ces roches ont atteint le fond de l'océan à la suite de dislocations tectoniques et proviennent de parties relativement profondes de l'écorce. Pour expliquer un tel métamorphisme, on a fait appel à un gradient géothermique aux environs des dorsales beaucoup plus élevé qu'ailleurs. Ces faits éclairent d'un jour différent divers aspects du métamorphisme des ophiolites. Il se pourrait donc que certaines de ces roches aient subi deux phases de métamorphisme bien distinct, l'un subocéanique, qui à l'échelle des temps géologiques, ne serait pas de beaucoup postérieur à leur formation, l'autre régional et alpin, ce dernier étant lui-même polyphasé. — Un tel métamorphisme précoce semble bien avoir affecté les basaltes en coussins du Troodos (GASS et SMEWING, 1973), on l'a aussi invoqué, en recourant à la notion de circulation hydrothermale, pour les laves en coussins de la région de Levanto-Bonassola en Ligurie (SPOONER and FYFE, 1973). La distinction entre ces deux temps de métamorphisme est malaisée et demandera des études poussées.

Deux problèmes directement liés à celui du métamorphisme précoce sont ceux de la serpentinitisation des ultramafites et de la genèse des roches spilites. Il est possible que l'on parvienne un jour à distinguer entre une serpentinitisation qui s'est effectuée dans l'écorce océanique et la serpentinitisation classiquement liée à l'orogénèse alpine. Quant aux spilites, nous savons maintenant, de manière certaine, à la suite des récentes études sur les grès de Taveyanne, que le métamorphisme alpin peut être responsable de la genèse de certaines d'entre elles (MARTINI, 1968). Doit-on penser que d'autres spilites, celles des laves en coussins notamment sont dues au métamorphisme précoce dont nous venons de parler, ainsi que CANN (1969) l'a proposé pour des roches draguées dans l'océan indien? Faut-il penser que l'hypothèse d'une genèse primaire ou quasi primaire des spilites, bien que fortement battue en brèches ne doit pas être entièrement repoussée? Autant de questions qui restent encore en suspens.

Tectonique anté-alpine. — Si l'origine océanique des ophiolites se confirme, il est évident qu'au cours de la longue histoire qui correspond à la dérive, à partir d'une dorsale, de l'écorce, cette dernière a probablement subi des déformations antérieures à celles qui ont accompagné son incorporation dans un orogène. Comme il y a dû y avoir un métamorphisme précoce anté-alpin, il a sans doute existé une tectonique anté-alpine, l'écorce océanique étant soumise à des dislocations cassantes ou, dans les zones plus profondes, plastiques. La fragmentation, l'écaillage du manteau supérieur, la montée sous forme d'intrusions froides, de lambeaux ultramafiques, ont dû se produire assez tôt, bien avant que l'écorce arrive dans la zone de subduction ou d'obduction. Le fait que des dikes diabasiques à structure isotrope traversent des gabbros orientés, montre que tous les «Flasergabbros» n'ont pas nécessairement acquis leur texture au cours de l'orogénèse alpine.

La distinction entre ces deux tectoniques, leurs relations éventuelles, les transformations qui les accompagnent, autant de sujets d'étude qui demandent la collaboration du géologue structuraliste et du pétrographe.

Ophiolites archéennes. — Comme nous l'avons vu, il n'est guère douteux que l'on retrouve des massifs ophiolitiques dans les orogènes du Paléozoïque et du Précambrien supérieur. Pour le Précambrien plus ancien, le problème est posé mais non résolu. Dans divers continents des roches vertes ont été décrites dans des séries archéennes; dans le système du Swaziland (série d'Onverwacht) en Afrique du Sud (ANHAEUSSER, 1971), dans le noyau archéen d'Yilgarn en Australie occidentale (GLYKSON, 1971), dans l'Archéen canadien (NALDRETT, 1972).

Ces roches vertes ont bien des points communs avec les ophiolites, plus particulièrement avec les grands massifs du type Vourinos-Kizil Dagh. Même association d'ultramafites à la base et de roches basiques au sommet, abondance des laves en coussins parmi ces dernières; position dans des zones orogéniques, etc. — Notons cependant l'existence dans les massifs archéens de roches curieuses, appelées komatiites en Afrique du Sud et qui allient une composition très basique ou ultrabasique à des structures hypabyssales

ou volcaniques: les divers types de structure en spinifex. Selon certains, ces roches indiqueraient l'existence au début du Précambrien de laves nettement plus chaudes que celles des volcans actuels ou même protérozoïques.

D'autre part, le mode de genèse de ces roches vertes pourrait avoir été différent de celui des ophiolites dans la mesure où les processus tectogéniques de l'Archéen étaient différents de ceux du Protérozoïque.

Malgré ces réserves, il me semble qu'il est difficile de refuser le statut d'ophiolites à un cortège de roches vertes si semblable au cortège ophiolitique. Une des tâches actuelles me paraît justement être une comparaison plus poussée entre ces deux types de roches dans le but de mieux mettre en évidence des différences ou des analogies.

Arrivé au terme de cet exposé, nous voyons, ce qui est normal, que malgré la moisson de données nouvelles acquises au cours du dernier quart de siècle, les ophiolites posent encore de nombreux problèmes. Il me semble que pour les résoudre il faudra faire appel à la collaboration de toutes les disciplines des Sciences de la Terre. D'autre part, il faudra garder l'esprit bien clair en distinguant toujours entre les faits acquis et les hypothèses, qui si légitimes et fécondes qu'elles soient, restent des hypothèses à prouver ou à infirmer.

Bibliographie

- AMSTUTZ, G. C. (ed.) (1974): Spillites and spilitic rocks. Intern. Union Geol. Sci. Ser. A, nr. 4, 482 p.
- ANHAEUSSER, C. R. (1971): The Barberton Mountain Land, South Africa - A guide to the understanding of the archaean geology of Western Australia. Geol. Soc. Australia, sp. publ. n. 3, 103-120.
- BEARTH, P. (1959): Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. Bull. suisse minér. pétrogr. 39, 267-286.
- (1967): Die Ophiolite der Zone Zermatt-Saas Fee. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 132, 130 p.
- BERTRAND, J. (1970): Etude pétrographique des ophiolites et des granites du Flysch des Gets (Haute-Savoie, France). Arch. Sci. Genève 23, 279-542.
- BEZZI, A. and PICCARDO, G. B. (1971): Structural features of the Ligurian ophiolites: petrologic evidence for "oceanic" floor of the Northern Apennines geosyncline; a contribution to the problem of the alpine-type gabbro-peridotite associations. Mem. Soc. geol. ital. 10, 53-63.
- BRUNN, I. H. (1956): Contribution à l'étude géologique du Pindus septentrional et d'une partie de la Macédoine orientale. Ann. géol. pays hellen. 7.
- BULLARD, E., CANN, J. R., MATTHEWS, D. H. ed. (1971): A discussion on the petrology of igneous and metamorphic rocks from the ocean floor. Phil. Trans. R. Soc. London. Math. Phys. Sci. 268 (1192), 301-750.
- CANN, J. R. (1969): Spillites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. J. Petrology, 10, 1-19.
- COLE, G. A. G. and GREGORY, J. W. (1890). On the variolitic rocks of Mont Genève. Geol. Soc. London, Quart. J. 46, 295-332.
- DEWEY, H. and FLETT, J. S. (1912): On some british pillow-lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag. 8, 202-209, 241-243.
- DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. Dissertation. Europäische Hochschulschriften, Reihe 17, Erdwissenschaften, Nr. 1, 180 p. Herbert Lange & Cie. AG, Bern.
- DUBERTRET, L. (1953): Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Mus. Hist. nat. Notes et Mém. Moyen-Orient, 6.
- GASS, I. G. and SMEWING, J. D. (1973): Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos Massif, Cyprus. Nat. 242 (5392), 26-29.
- GLYKSON, A. Y. (1972): Petrology and geochemistry of metamorphosed archaean ophiolites, Kalgoorlie-Coolgardie, Western Australia. Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Australia 125, 121-189.
- JUTEAU, T. (1974): Les ophiolites de la nappe d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Thèse d'Etat, Nancy I.
- LEMOINE, M., STEEN, D. et VUAGNAT, M. (1970): Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: Observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat., Genève, n. s. 5, 44-59.
- MARTINI, J. (1968): Etude pétrographique des Grès de Tavayanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). Bull. suisse Min. Pétr. 48, p. 539-654.
- MICHEL, R. (1953): Les schistes cristallins du Massif du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. (Alpes Franco-italiennes.) Sci. Terre, Nancy 1 (3/4), 287 p.
- MIYASHIRO, A. (1973): The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci. Letters 19, 218-224.

- MOORES, E. M. (1969): Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic Complex of Northern Greece. Geol. Soc. Amer. Sp. paper 118, 74 p.
- MOORES, E. M. and JACKSON, E. D. (1974): Ophiolites and the oceanic crust. *Nature*, 250 (5462), 136–139.
- NALDRETT, A. J. (1972): Archean ultramafic rocks. Publ. Earth Phys. Branch, Dept. Energy, Mines and Res. Ottawa, 42 (3), 141–152.
- NICOLAS, A. et JACKSON, E. D. (1972). Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. Bull. suisse Minér. Pétrogr. 52, 479–495.
- PETERS, T.J. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalp-Serpentins bei Davos. Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 43, 531–685.
- REINHARDT, B. M. (1969): On the genesis and emplacement of Ophiolites in the Oman Mountains geosyncline. Bull. suisse Minér. pétrogr. 49, 1–30.
- SPOONER, E. T. C. and FYFE, W. S. (1973): Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer. Contrib. Miner. Petrol., 42, 282–304.
- STEEN, D. (1972): Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). Thèse, Genève, 235 p.
- STEINMANN, G. (1926): Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C.R. 14, Congrès intern. Géol. facs. 2, 637–668, Madrid.
- SUTTON, G. H., MAYNARD, G. L. and HUSSONG, D. M. (1971): Widespread occurrence of a high-velocity basal layer in the Pacific crust found with repetitive sources and sonobuoys. In: The structure and the physical properties of the earth's crust. HEACOCK, J. G. ed. Amer. geoph. Union Monograph 14, 193–210.
- THAYER, T. P. (1960): Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro-complexes. 21 inter. geol. Congr. (Copenhagen). Rept. 13, 247–259.
- VUAGNAT, M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude des spilites et des pillow lavas. Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 26, 116–228.
- (1951): Le rôle des roches basiques dans les Alpes. Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 31, 309–322.
- VUAGNAT, M. et COGULU, E. (1968): Quelques réflexions sur le massif basique-ultrabasique du Kizil Dag, Hatay, Turquie. C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, n.s. 2, 210–216.
- WILSON, R. A. M. (1959): The geology of the Xeros-Troodos area with an account of the mineral resources by F. T. INGHAM. Geol. Surv. Dept. Cyprus, Mem. 1.

E. Wenk (Basel): *Zur alpinen Metamorphose.*

Herr Präsident der jubelnden Gesellschaft,

Sie und unser Vorstand haben in weiser Unparteilichkeit Sprecher von vier Hochschulen mit den einführenden Vorträgen betraut, je einen Genfer, Zürcher, Berner und Basler. Die Zuteilung des Themas «alpine Gesteinsmetamorphose» muss Ihnen besondere Schwierigkeiten bereitet haben. Der Schauplatz des Geschehens kann als stolze Kulisse von fast allen unseren Hochschulen aus bewundert werden. Das Neuenburger Institut mit seiner prachtvollen Alpensicht ist das Musterbeispiel. Die Ausnahme bildet Basel, die einzige schweizerische Universitätsstadt, von der aus der Alpenkamm hinter der Silhouette eines Waldgebirges verborgen ist. Dieser Umstand mag wohl der Grund sein dafür, dass unser Vorstand, schweizerischer Neutralitätspolitik entsprechend, heute einen Sprecher der transjurassischen Grenzstadt mit dem alpinen Thema betraut. Basler können nicht visuell-emotionell über die Alpen urteilen, sondern nur in ihrer bekannten kritischen Art.

Meine Damen und Herren,

Es sind 24 Jahre vergangen, seitdem PAUL NIGGLI, der letzte universelle Vertreter aller in unserer Gesellschaft vereinigten Wissenschaftszweige, der in eigener Arbeit auf den Gebieten der theoretischen Kristallographie, der morphologischen Mineralogie, der Kristallchemie, der physikalisch-chemischen Petrologie und der regionalen Petrographie Hervorragendes geleistet hat, in Davos über das Thema «Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose» gesprochen hat. Einige unter uns waren damals als Zuhörer zugegen. Der Vortrag, der sich einerseits mit Begriffen der Petrologie befasste, andererseits einen Überblick über die Gesteinsmetamorphose in den Schweizeralpen bot, dabei Geleistetes beurteilte und Richtlinien für die Weiterforschung gab, war ein Erlebnis. Wer Paul Niggli kannte, spürte zwar, dass der sonst so vitale Referent im Höhenklima von Davos müde

war. Es war dies seine letzte Äusserung zum Thema. Der Sprechende erinnert sich dankbar an eine anschliessende Bemerkung Niggli auf der Strasse, die ihn ermunterte, in einigen Belangen anderer Meinung zu sein; aber kritisch zu prüfen und neue Fakten zu erbringen.

Wir verdanken also Paul Niggli einen meisterhaften Überblick über den Problemkreis «Alpine Metamorphose», wie er sich ihm knapp zweieinhalb Jahre vor seinem Tode geboten hat. Wir können diesen Stand als Ausgangslage für die Entwicklung der Forschung im folgenden Vierteljahrhundert betrachten.

Über die Arbeit und die Befunde der heute schaffenden Generation orientiert der soeben erschienene, dem gleichen grossen Thema gewidmete und ungemein vielseitige Jubiläumsband unserer Gesellschaft, dessen Inhalt wir alle erst noch bewältigen müssen. Der durch die Zusammenarbeit von sieben Autoren entstandene erste Artikel des Festbandes gibt eine ausgezeichnete Übersicht, und Wiederholungen meinerseits erübrigen sich. Der allgemeine Eindruck ist der: Es ist eine überaus fruchtbare und kritische Generation am Werk. Wir verfügen heute über viel mehr Unterlagen, wissen viel mehr über die alpine Gesteinsmetamorphose; aber fast jeder Autor weist auf Lücken in unserer Kenntnis hin und deutet an, was noch zu tun übrig bleibt. Grösstenteils stehen andere Fragestellungen im Vordergrund als vor 25 Jahren, und es wird mit anderen Methoden gearbeitet. Manches hat sich in der Zwischenzeit grundlegend geändert, anderes hatte Bestand. Das grosse Thema ist in einigen Belangen einfacher, in anderen sehr komplex geworden.

Es kann nicht der Sinn dieses Vortrages sein, die Auswirkungen und den Ablauf der mit der alpinen Orogenese verknüpften Gesteinsumwandlungen in den verschiedenen Kristallingebieten der Zentralalpen zu diskutieren, oder Arbeiten und Namen zu nennen. Ich sehe meine Aufgabe vielmehr darin, zu skizzieren, was sich in diesen 25 Jahren *im Prinzip* geändert hat, was die *Voraussetzungen* für die Fortschritte waren und in welcher Richtung wir dringend weiterarbeiten müssen. Es sind Verschiedene unter uns, die während der ganzen letzten 25 Jahre auf irgendeinem Frontabschnitt der Metamorphose in den Alpen Aktivdienst geleistet haben. Welche Gedanken machen sie sich über den Wandel?

Drei Fragenkreise seien in den Vordergrund gestellt:

Erstens der *Zeitbegriff*: Welche Metamorphosen und Gesteins- oder Minerallagerstättenbildungen haben im Verlauf der alpinen Orogenese stattgefunden, welche sind viel älter? Wir dürfen von der altbekannten Tatsache ausgehen, dass *vor* der alpinen Gebirgsbildung im Gebiet der heutigen Alpen eine mesozoische Sedimentdecke mit eingeschalteten Ophiolithen in stratigraphischer Diskordanz auf einem präpermischen, während der herzynischen oder der kaledonischen Gebirgsbildung metamorphosierten Kristallinsockel ruhte. Die heute erkennbare Verformung und Umkristallisation der mesozoischen Serien ist auf die alpine Gebirgsbildung zurückzuführen. Das war lange vor der Gründung unserer Gesellschaft bekannt. Aber was geschah mit dem im heutigen Gebäude der Zentralalpen viel ausgedehnteren und mächtigeren, hier Massive, dort Platten von Überschiebungsdecken oder Deckfalten bildenden ehemaligen Sockelkristallin, das am Nordrand und Südrand der Alpen noch Grundgebirgscharakter bewahrt, und dessen präpermische Metamorphose auch in den oberostalpinen Decken stratigraphisch erwiesen ist. Wieweit dürfen diese Gneissmassen als präpermisches Kristallin bezeichnet werden, wieweit sind sie alpine Gneiss- und Schiefererien? Das war ein Diskussionsthema Ende der 40er Jahre.

PAUL NIGGLI hat im Davoser Vortrag (p. 520) bei der Besprechung der mittel- bis tiefpenninischen Region – überraschend progressiv – folgendermassen formuliert: «Altkristallines Baumaterial ist auch hier neben nachherzynischem erkennbar. Schon im wurzelfernen Gebiet hat sich alpin mindestens in den unteren Deckenelementen weitgehend eine Konkordanz zwischen beiden eingestellt, und zwar nicht nur in der Lagerung, sondern auch in der Art der Umformung und der Zuordnung zu der jetzt massgebenden Mineralfazies. . . . Metamorphose und Tektonik ergeben im grossen gesehen ein einheitliches Bild, für das, weil sicher mesozoische Gesteine am Aufbau beteiligt sind, nur die

alpine Metamorphose verantwortlich gemacht werden kann. Die Tessinergneise sind, wie WENK 1948 formuliert hat, alpine Gneisse, während in den Zentralmassiven und in den Ostalpen ein grosser Teil der Gneissifizierung unzweifelhaft voralpinen Charakter besitzt.» Wirklich beantwortet war aber – wenn wir ehrlich sein wollen – die Altersfrage nicht eindeutig; denn die Konkordanz der als Translationsbahnen dienenden Gefügeflächen war bloss *ein* Indiz und die Übereinstimmung der Mineralfazies der beiden Elemente konnte auch anders interpretiert werden (jung mesozonale Decke auf alt mesozonaler Basis). Über die weiten, an den Tessinergneiss angrenzenden Gebiete konnten damals keine klaren Aussagen gemacht werden. Sogar das Alter der Platznahme und Metamorphose der basischen und ultrabasischen Gesteine der Ivrea-Zone war umstritten, wie auch dasjenige der subalpinen Granite von Baveno und Montorfano.

Erst die 50er Jahre brachten weitgehende Klärung auf zwei grundverschiedenen Wegen, und die angewandten Methoden wurden später auf immer weitere Regionen ausgedehnt:

Einerseits durch *Strukturanalyse*: Es konnte belegt werden (E. WENK 1943, 1955, 1956), dass in regionalem Ausmass, nämlich im Gebiet zwischen Simplonpass im W, der insubrischen Linie im S, Valle della Mera im E und im N bis in das Gotthardmassiv hinein, nicht nur die planaren, sondern auch die linearen Strukturen des Gesteinsgefüges in Bündnerschiefern und Gneissmassen übereinstimmen, und dass die Kristallisation die zugehörigen Teilbewegungen begleitete und z. T. überdauerte. Im genannten grossen Bereich, und darüber hinaus, hat alpine Metamorphose alte Strukturen bis auf Relikte ausgelöscht. Dass die Quarzregelung jünger ist als die meist der Makrostruktur entsprechende Glimmerregelung und als andere Kristallisationserscheinungen, haben wir noch in unsere Modelle einzubauen.

Andererseits durch *Altersbestimmung aufgrund von Isotopenverhältnissen*: Die ersten Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen stammen von E. JÄGER und H. FAUL 1959. Sie bewiesen ihrerseits, dass die Glimmer der Tessinergneise jung sind, und bestätigten andernteils das präpermische Alter der subalpinen Granite Baveno und Montorfano. Ursprünglich war angenommen worden, dass die jungen Alterswerte die Metamorphose datieren; aber es zeigte sich bald, dass sie sich auf ein Stadium der Abkühlungsgeschichte beziehen. Der Jubiläumsband orientiert über diese Fragen und über die Methoden, die erlauben, verschiedene Phasen der Evolution der Alpen zu datieren.

Schon die zitierte erste Arbeit von Jäger und Faul, deren Resultate früh bekannt wurden, gab Impulse für Metamorphosestudien anderer Art. Die beiden genannten Methoden räumten Hindernisse aus dem Wege: die Furcht vor der Polymetamorphose und der möglichen wirren Verteilung von junger Metamorphose und alten Relikten.

Wir kommen damit zum *zweiten Problem*, nämlich zur *regionalen Erfassung des Metamorphosegrades*. Hier sind grosse Fortschritte erzielte worden.

Die Grobansprache Epi, Meso, Kata bot eine Möglichkeit der Gliederung. Bis zum Jahre 1950 lagen viele wertvolle Monographien über beschränkte Kristallingebiete der Alpen vor; aber niemand hatte bis dahin alpine Epi- und Mesozone regional voneinander abgegrenzt. Die besten Ansätze dazu haben wahrscheinlich die zu Unrecht selten zitierten Arbeiten von H. P. Cornelius geboten. Paul Niggli hat seinem gedruckten Davoser Vortrag eine Karte der «Metamorphose der Alpenfaltung» (Tafel 1) beigelegt. Sie zeigt die grossen geologischen Einheiten und kennzeichnet die Verformung und den Metamorphosegrad der 13 unterschiedenen Bereiche in Worten. Die Karte gibt geologisch-tektonische Grenzen wieder, zeigt keine Zonen der Metamorphose¹⁾. Bis dahin wurden kritische Mineralparagenesen nie systematisch und regional verfolgt; man blieb in «seinem Gebiet». Hohe Hürden gegen den Fortschritt bildeten die Gebietsmentalität, das zu grobe System der Tiefenzonen, sowie der dieser Gliederung zugrunde liegende Gedanke, dass die Metamorphose ja doch bloss die auf anderem Wege viel einfacher fassbare Tektonik widerspiegeln, und schliesslich das vorher erwähnte Schreckgespenst der Polymetamorphose.

¹⁾ Die erste Karte, welche dem genannten Namen gerecht wird, ist diejenige von E. NIGGLI 1960; sie benützt die von G. BARROW (1893, 1912) eingeführte und von C. E. TILLEY (1924, 1925) ausgebaute Methode der durch die Anwesenheit von kritischen Indexmineralien charakterisierten metamorphen Zonen.

Aber Ende der 50er Jahre war der Bann gebrochen und die Bahn frei für vergleichende Metamorphosestudien. Man konnte die Koordinaten des Gesteinsgefüges als zeitliches Bezugssystem für die Datierung der Kristallisationsphänomene wählen, und auf den Ergebnissen der radiometrischen Altersbestimmung aufbauen. In gegenseitigem Einvernehmen wurden zeitgeheilte Gebietsgrenzen überschritten und Themata koordiniert. Es erschien sinnvoll, auf verschiedenen, dem vorliegenden Gesteinsmaterial angepassten Wegen abzuklären, ob sich Zonen gleichen alpinen Metamorphosegrades fassen und abgrenzen lassen. Aber all die ersten Versuche, auch jene, die sich ausschliesslich mit erwiesenen oder vermuteten ehemaligen mesozoischen Sedimenten befassten, waren zu Beginn mit Unsicherheiten belastet. Es bestand das Risiko, dass jahrelange Arbeit zu keinem schlüssigen Resultate führte. Dass sich bei diesen Abenteuern aber meist eine klare Gliederung ergab, war die grosse Überraschung. Erstaunlich war ausserdem, dass verschiedenartige Verteilungsanalysen eine analoge zonare Gliederung des zentralalpinen Kristallisationshofes ergaben, und dass im mittel- und hochgradigen Bereich die Mineralparagenesen von entsprechenden Gesteinen des ehemaligen Sockels und der ehemaligen mesozoischen Sedimentdecke übereinstimmten: Ein weiterer Beweis für durchgreifende alpine Metamorphose und weitgehende Herstellung von neuen Gleichgewichtsbedingungen.

Einen zu Unrecht meist übergangenen und deshalb hier aufgeführten, ersten konsequenten regionalen Versuch stellte die vergleichende Untersuchung der Häufigkeitsvariation von O^{18} und C^{13} in Karbonatgesteinen der Lepontinischen Alpen durch P. BAERTSCH 1957 dar. Er behandelte ein heute wieder aktuelles, infolge der Beteiligung fluider Phasen sehr komplexes Thema. Trägt man die Messdaten Baertschis in die topographische Karte ein, so zeigt das Verteilungsschema, dass die niedrigsten O^{18} - und C^{13} -Gehalte in Marmoren der Verzasca und Maggia auftreten, und dass diese Proben gegenüber Marmoren und Kalkglimmerschiefern der nördlicheren Zone Brig-Bedretto-Campolungo-Blenio an O^{18} wesentlich verarmt sind und damit höhere Temperatur anzeigen. Solche Untersuchungen sollten wieder aufgenommen und auf weniger leicht verwitterndes Material ausgedehnt werden. Die Arbeit von ST. HOERNES und H. FRIEDRICHSEN im Jubiläumsband ist ermutigend.

Die Isotopenstudie Baertschis erfolgte entweder zu früh, oder die Arbeit der Mineralogen begann zu spät. Die für die Gliederung des zentralalpinen Kristallisationshofes entscheidenden Verteilungsanalysen der letzten 14 Jahre waren mineralparagenetischer, mineralchemischer und kristallographischer Art. Die Arbeiten sind bekannt. Einige davon stützten sich hauptsächlich auf Literaturdaten und stiessen dabei auf die Schwierigkeit, dass frühere Autoren selten präzise Angaben machten. Andere, die auf eigenen Daten aufbauten, benötigten gut lokalisierte Sammlungen, die sie sich grösstenteils selbst beschaffen mussten, was sehr zeitraubend war.

Man darf in diesem Zusammenhang jedoch etwas sehr Positives der Arbeiten 1957 bis 1974 hervorheben: Gleichgültig welches Kriterium regional verfolgt wurde, haben fast alle Autoren die Fakten gut dokumentiert und auf ihren Karten die Belegpunkte eingezeichnet, nicht bloss nach schottischen Vorbildern schraffierte Verbreitungsfelder dargestellt. Die Grenzlinien der Mineralzonen – sie wurden in manchen Fällen bis jetzt noch nicht systematisch abgetastet – sind bloss als Hilfslinien gezogen. Wir haben von den Mängeln der älteren Literatur gelernt und dokumentieren die Fakten zu Gunsten der Weiterforschung.

Aufmerksame Zuhörer dürften bemerkt haben, dass ich bisher den Ausdruck «Isograd» vermieden habe; er wird verunsichert. Der Name stammt von TILLEY (1924), ist bereits von P. NIGGLI in jener bekannten Fussnote auf S. 484 der Gesteinsmetamorphose (1924), in der mit Mineralzonen und Mineralfazies scharf abgerechnet wurde, abgelehnt worden, hat sich aber durchgesetzt. Isograde Gesteine wurden von Tilley definiert als solche, die unter ähnlichen physikalischen Bedingungen der Metamorphose entstanden. Der Isograd ist in der gleichen Arbeit definiert als Aussengrenze von Mineralzonen (z. B. Staurolith-Isograd), und TILLEYS Arbeit von 1925 wiederholt im Zusammenhang mit den bekannten Barrow-Mineralzonen der Highlands: «interzonal boundaries which I have defined as isograd surfaces». In diesem Sinne ist der Begriff jetzt 50 Jahre lang verwendet worden,

z. T. ist er allerdings auch auf andere mineralparagenetische Zonen ausgedehnt worden und wird zur Kennzeichnung irgendwelcher Trennlinien zwischen metamorphen Zonen gebraucht. THOMPSON und NORTON (1968) haben am Beispiel der Appalachen das Dilemma zwischen Ideallösung und gangbarem Weg ausgezeichnet skizziert. Der Name Isograd soll jetzt nach CARMICHAEL (1969) und M. FREY (1974) nur noch im Zusammenhang mit belegten metamorphen Reaktionen benützt werden. Solche regional verfolgbare Superisograde dürften nur spärlich belegt werden können. Wir arbeiten an komplexen Systemen. Erhöhen wir die Ansprüche an einen Isograden – er ist und bleibt eine Linie auf der topographischen Karte, nicht im Phasendiagramm – so reduziert sich zwangsläufig die Zahl der Belegproben. Je gründlicher die Selektion, desto besser geht die Rechnung auf, und *wir nähern uns mit exakteren Methoden dem Zufall*. Dem neuen Ding sollte ein eigener Name gegeben werden, denn die Literatur besteht und es wird weiterhin von Indexmineralien-Isograden alter Façon gesprochen werden. Im deutschen Sprachbereich wird gelegentlich die weibliche Form gebraucht; aber es ist mir nicht klar, ob *die* Isograde jetzt eine distinguiertere oder aber eine nonchalantere Partnerin des Isograden darstellen soll.

Dieser Hinweis auf die Problematik eines Fachausdruckes erscheint nützlich, wenn wir die im mesothermalen zentralalpinen Kristallisationshof, im Lepontin, erzielten Resultate kritisch betrachten. Wegleitend für alle Gliederungsversuche war, dass eine möglichst grosse Zahl von über die ganze Region verteilten Proben erfasst werden müsse, um Zufälligkeiten und stofflich oder mineralparagenetisch bedingte Unregelmässigkeiten empirisch besser beurteilen zu können. In einem Fall (Amphibolite) wurden 700 Proben analysiert. Von den verschiedenen Autoren wurden aber sehr verschiedenartige Kriterien regional verfolgt. Ich greife sechs Beispiele heraus:

- Klassische (Barrow, Tilley) Indexmineralien von Metapeliten (E. NIGGLI 1960, E. NIGGLI und C. R. NIGGLI 1965, H. R. WENK et al. 1974); soweit die Aussengrenze ihrer Verbreitung systematisch erfasst wurde, ergeben sie Isograde nach TILLEY 1924.
- Klassische (BOWEN 1940), aus bekannten metamorphen Reaktionen entstandene Mafite von metamorphen kieseligen Dolomitgesteinen (V. TROMMSDORFF 1966, 1972), die Auswahl der 2. Arbeit beschränkt sich auf Isograde s. s.
- Variabilität von Mischkristallen in gegebener Paragenese (Plagioklas: E. WENK 1962, H. SCHWANDER und E. WENK 1967, E. WENK und F. KELLER 1970).
- Kristallographische Kriterien (monokline/trikline Alkalifeldspäte: H. R. WENK 1967).
- Elementverteilung auf koexistierende Mineralien (z. B. E. WENK 1970).
- Häufigkeitsvariation von Sauerstoffisotopen (P. BAERTSCHI 1957).

Die letztgenannten vier Beispiele von Zonen ähnlichen oder gleichen Metamorphosegrades entsprechen keiner der beiden Definitionen.

Es ist jedoch tröstlich festzustellen, dass die, teils klassischen Vorbildern, teils neuen Wegen folgenden Verteilungsanalysen im Prinzip, bisweilen sogar in Einzelheiten, die *gleiche zonare Gliederung der alpinen Metamorphose* zeigen, und das wollten wir ja testen.

Der höchstgradige Kern, um den sich konzentrisch die niedrigergradigen Zonen legen, zieht übereinstimmend von Valle di Vigizzo im W über mehr als 100 km Distanz bis fast zum Murettopass im E, also innerhalb des Penninikums von tiefen Einheiten im W bis zur Suretta-Decke im E. Ein Unterschied besteht jedoch darin, dass die aus stofflichen und kristallographischen Eigenschaften der *Feldspäte* abgeleiteten, und wahrscheinlich ein etwas späteres Stadium anzeigenden Daten, beim Vergleich mit der Verteilung der *Mafite*, eine deutliche NW-Ausbuchtung in Richtung der steilen Maggia-Querzone anzeigen.

Weiter sind bemerkenswert die überraschende Übereinstimmung – längs einem 150 km langen Bogen – des Staurolith-Isogrades (nach Tilley) mit der namenlosen, durch eine Strukturdiskontinuität mitbedingten, Grenze An₃₀/Calcit (E. WENK 1962), sowie der recht ähnliche Verlauf des Superisograden Tremolit-Dolomit-Calcit (V. TROMMSDORFF 1972).

Im Hinblick auf die heute stark betonte Bedeutung der H₂O- und CO₂-Partialdrucke überrascht schliesslich, dass die dank der Peristerit-Lücke regional besonders scharf fassbare Grenzzone, welche Gesteine, in denen unabhängig von ihrer chemischen Zusammensetzung nur Albit auftritt, von jener anderen Zone trennt, in der bei günstigem Gesteinschemismus Ca-haltige Plagioklase gebildet werden, im Gebirge gleich verläuft in metamorphen Karbonatgesteinen und in Amphiboliten. Dieser Sprung in der Feldspatzusammensetzung ist wohl der beste und schärfste regionale Gradmesser der Metamorphose, was bereits den Pionieren der Tiefenstufenlehre und der Mineralfazies bekannt war. Warum wurde er nicht schon vor 50 Jahren in den Alpen regional verfolgt?

Wie weit oder wie eng wir den Begriff Isograd der Metamorphose auch fassen, wesentlich ist, dass die dem naturgegebenen Material angepassten, bisher angewandten Kriterien zur Hauptsache sich gegenseitig bestätigende und ergänzende Resultate ergaben. Die Zentralalpen erwiesen sich trotz ihrem komplexen Aufbau irgendwie als Glücksfall.

Eigenartig ist, dass das Muster der metamorphen Zonen so wenig gestört wird durch nachträgliche Dislokationen, wenn wir von der insubrischen Linie und ihren Zweiglinien sowie von der Engadiner Linie zwischen Maloja und Vicosoprano absehen. Ein noch nicht nachgewiesenes System von postmetamorphen tektonischen Störungen dürfte für den eigenartigen Verlauf der Grenze zwischen Dithen und Sillimanitzone in der Valle della Mera zwischen Chiavenna und Monte Peschiera verantwortlich sein. Im Sopraceneri wurden bisher keine bedeutenden, tektonisch bedingten Metamorphosesprünge nachgewiesen.

Die Aufheizung des kalten Stapels der Überschiebungsdecken auf Temperaturen der tieferen Amphibolitfazies dürfte 20 bis 30 M. J. verlangt haben. Die heute beobachteten Mineralbestände entstanden zur Hauptsache während des langanhaltenden Temperatur-Maximums mit dem erneute Einengung im Unterbau verbunden war.

Kristallisation und Deformation wechselten in Raum und Zeit und interferierten auf mannigfaltige Weise, wenn auch die Kristallisation oft überdauerte. Die mitteltertiäre Metamorphose war kein Blitzkrieg. Es ist auch kaum anzunehmen, dass im grossen zentralalpinen Raum kritische Mineralparagenesen, die wir als Schalen gleichen Metamorphosegrades auffassen, im W gleichzeitig gebildet wurden wie im 130 km entfernten E; oder dass die Abkühlung im W und E, N und S gleichzeitig einsetzte. Ich glaube, dass niemand Isograde als Zeitmarken betrachtet. Deshalb kann ich jene Fussnote (p. 262) der 7 Autoren im Jubiläumsband nicht verstehen, in der sie, nach Umfunktionierung des Ortsbegriffes Lepontin zum überregionalen, weit nach Piemont hinausgreifenden Zeitbegriff, ihre lepontinische Phase auf der Karte wieder durch Mineralzongengrenzen nach E. Niggli umgrenzt wissen wollen. Warum konnten sieben Autoren nicht einen eigenen Namen für diese zentralalpine Harmonie von Zeit und Zonen erdenken²⁾?

²⁾ Die Lepontinischen Alpen greifen im W und E weit über die Tessiner Alpen hinaus. Die Grenze zwischen den Penninischen und den Lepontinischen Alpen liegt am Simplonpass (Geographisches Lexikon der Schweiz).

Der Begriff «Lepontinischer Gneisskomplex» wurde 1956 vorgeschlagen, zu einer Zeit als Untersuchungen über die Mineralzonen der Lepontinischen Alpen erst begonnen wurden, als noch keine radiometrische Alter bestimmt waren, und als erst Wenige den sich anbahnenden Wandel voraussahen. Bekannt waren damals erst das verschiedene geologische Körper umfassende, bogen- und schlingenartige Struktur-system der Lepontinischen Alpen und das alpine Alter der dortigen mesozonalen Kristallisation. Der Vorschlag erfolgte aus der Überzeugung heraus, dass ein tektonisch unbelasteter, nicht starr definierter Ausdruck der Weiterarbeit in der petrogenetisch und strukturell einheitlichen, jedoch nicht stofftektonisch umgrenzten Region förderlich sei. Dieser geologische Begriff Lepontin hat sich überraschend schnell eingebürgert. Wir könnten heute, nach 18 Jahren, und nachdem das Adjektiv «lepontinisch» ad absurdum geführt worden ist, auf die praktische Kurzbezeichnung verzichten und Bezug nehmen auf einzelne Zonen oder auf die Gesamtheit des mesothermalen Kristallisationshofes der Zentralalpen. Ich bedaure das böse Ende des geologischen Begriffes «Lepontin»!

Die Umfunktionierung der Gebirgsbezeichnung zu einem überregionalen Zeitbegriff, im Zusammenhang mit radiometrischen Daten, geschieht unter Berufung auf P. BEARTH. Dieser Autor (1962, p. 135) hat als «lepontinische Phase» aber eine im lepontinischen Raum lokalisierte und in dessen Randgebiet, als jüngere, spät- bis posttektonische Kristallisation, mit der älteren, der Tektonik kongruenten Metamorphose interferierende, höhergradige Phase bezeichnet.

Wir sind alle überzeugt davon, dass bei der auf die Bildung der Überschiebungsdecken folgenden Erwärmung des Krustensegmentes die Mächtigkeit des Deckenstapels eine Rolle spielte. Wir sind uneinig darüber, ob diese Belastung allein genügte, um das zu erzeugen, was wir untersuchen. Dass mineralparagenetische Verteilungskarten ein viel einfacheres und in sich geschlosseneres Bild ergeben als das komplexe tektonische Muster, und dass Isograde der Metamorphose nicht strikte mit tektonischen Grenzen übereinstimmen, darf angesichts der oft postkinematischen Kristallisation nicht überraschen. Aber

die *Gebundenheit* der höchstgradigen Zonen an *strukturelle Steilzonen*,

die *exzentrische Lage*, ausserhalb oder am Rande der höchstmetamorphen Zonen, der bis 2500 m tief unter die Gipfflur eingegrabenen Erosionslöcher, welche die *tektonischen Kulminationen Tosa und Tessin* blosslegen, und vor allem

die *Konfiguration der Flächen gleichen Metamorphosegrades*, welche eine *Antiform* in bezug auf den Deckenstapel bilden mit steilem Rand, (Misox: P. THOMPSON 1974; Simplon: A. STRECKEISEN und E. WENK 1974), in kritischen Abschnitten stark diskordant zur Stofftektonik, und mit flach gewelltem Dach,

weisen auf einen den Effekt der Belastungsmetamorphose in der Kernregion stark modifizierenden Wärmefluss aus der Tiefe hin, aus der Unterkruste durch aufsteigende granitische Massen, oder aus dem oberen Mantel, etwa nach dem Modell von LAUBSCHER 1970.

PAUL NIGGLI war bereits 1950 der Ansicht, dass in den Steilzonen nördlich der insubrischen Linie zur Erklärung der dortigen metamorphen Phänomene eine zusätzliche, lokalisierte Wärmequelle postuliert werden müsse und hat das in seiner prägnanten Weise formuliert. Ich komme damit zum *dritten Fragenkreis*: «*Magmaaufstieg und Injektion*» versus «*Anatexis*». Sie werden erwarten, dass ich mich dazu äussere. Das Schicksal will, dass ich unter den während des ganzen letzten Vierteljahrhunderts im alpin metamorphen Kristallin Arbeitenden der einzige bin, der, dem Beispiel E. WEGMANNs folgend, einen wichtigen Teil seiner frühen Schulung in Skandinavien erfahren, eine Zeitlang in einem klassischen Gebiet der Svecofenniden gearbeitet hat und nachher erst noch das Glück hatte, sieben Sommer in Grönland zu verbringen. Ich habe von Haus aus keine Aversion gegen Anatexis und Migmatite, und das ist in der Schweiz viel, fast zu viel! Ich bin möglicherweise der einzige Schweizerdozent, der *regelmässig* Vorlesungen über Ultrametamorphose und Granitbildung gehalten hat. Leider hat mich eigene Arbeit an den verflixten Mineralparagenesen metamorpher Sedimente und basischer Gesteine in den letzten 15 Jahren vom Problem der granitoiden Kerngesteine und ihrer Übergangszonen abgehalten, und ich werde mich ihm erst vom Frühjahr 1975 an wieder zuwenden können. Anderen Autoren verdanken wir jedoch einige schöne neue Studien über Migmatite. Seit 1950 hat sich der Aspekt des Fragenkreises hauptsächlich durch experimentelle Studien grundlegend geändert. Wie war der Stand 1950?

Im Davoser Vortrag war es PAUL NIGGLI's besonderes Anliegen, hier ordnend einzugreifen, durch Begriffsdefinitionen und Ratschläge. Er befürwortete «*alpine magmatische Aktivität in Wurzelnähe*» (p. 525), «*Phänomene eines Magmenaufstiegs während und nach der Hauptphase der alpinen Faltung*» (p. 522), und glaubte, «*dass in den heute wurzelnahen Gebieten des Penninikums gegen Ende der alpinen Faltung in geringer Tiefe saure Magmen anwesend waren*» (p. 522). Diese allgemeine Formulierung entspricht der Darstellung von R. STAUB 1916. Es geht aus dem Vortragstext zwar nicht klar hervor, was alles auf alpine magmatische Tätigkeit zurückgeführt werden soll; doch ist anzunehmen, dass P. Niggli gleich wie Staub und bestärkt durch die Befunde von MITTELHOLZER 1936 die *Injektionsgneisse* miteinschloss. Diese zuerst von U. GRUBENMANN 1910 und E. GUTZWILLER 1912 beschriebenen, aber auch heute noch ungenügend erforschten Serien von Lagen- und Adergneissen bauen die *Hauptmasse* der penninischen Steilzonen und Wurzelgewölbe auf. Die im Detail sehr inhomogenen und mannigfaltigen, im grossen aber eintönigen Gesteinsserien sind zugleich Welttypen und ich möchte an ihrem Beispiel

den Wandel des Problem es darstellen. Das Objekt dürfte bekannt sein. Die alten Typenaufschlüsse von Gutzwiller in der Umgebung von Bellinzona sind zwar überwachsen. Adergneisse waren hervorragend aufgeschlossen beim Bau der neuen Verzascastrasse, wurden dann aber zum guten Teil vermauert. Den besten leicht zugänglichen Aufschluss dürfte *heute* die neue Strasse Carasso-Gorduno, neben der Autobahn N Bellinzona bieten.

In der beschreibenden Nomenklatur Paul Niggli (die auch in der Schweiz selten angewandt wird) sind es polyschematische Gesteine, sog. Chorismite und zwar überwiegend Phlebite (dieser Ausdruck für durchaderte Gesteine stammt von SCHEUMANN 1936). Ihr chymogener Anteil, der zwischen der festen glimmerreichen Hauptmasse aus molekulardispenser Phase gebildet wurde, bildet Augen, Linsen, Adern und Gängchen aus Quarz-Feldspat und baut etwa 10–35% des Gesteins auf; seine Entstehung bietet das eigentliche Problem.

Es ist bekannt, dass sich diese Adergneisse im Streichen der Zonen aus stofflich und gefügemässig einheitlicheren, alpin metamorphen Gneiss- und Schiefermassen ableiten lassen. Das neue Phänomen ist die Durchaderung, und dieses helle Quarz-Feldspat-Material kristallisierte während und nach den Bewegungen, welche das Parallelgefüge des Altbestandes schufen. Es ist auch Allgemeingut, dass in diesen südlichen Steilzonen und Gewölben die Gesteine von verschiedenen tektonischen Einheiten, die sich im N und NW klar unterscheiden, zu schwer gliederbaren Adergneisskomplexen verschweisst sind. Das mit einer späten Phase hochgradiger Metamorphose verbundene Phänomen ist regional, aber nicht stofftektonisch abgegrenzt.

Die Erklärung «alpiner Injektionsgneiss»: das Quarz-Feldspat-Neosom ist magmatische Ursprung, die Injektion erfolgte in einer Spätphase, ist folgerichtig. Aber das magmatische Substrat unter der Injektionszone der Alpen ist nicht nachweisbar, und an den vor 58 Jahren erwähnten möglichen Zusammenhang mit Tonalit und Bergellergranit glaubt heute wohl niemand mehr.

Paul Niggli äusserte sich sehr kritisch gegen andere Erklärungsmöglichkeiten, wie regionale partielle Stoffmobilisation, alpine Migmatitbildung oder gar Umschmelzung und ging nicht darauf ein, dass nordische Forscher ähnliche Phänomene seit Jahrzehnten auf andere Weise interpretiert hatten.

Die von SEDERHOLM 1907 aufgrund von Feldstudien abgeleitete Theorie einer schrittweisen Wiederauflösung der verschiedenen Bestandteile des Grundgebirges (Anatexis), die Anlass zur Migmatitbildung, bei vollem Ablauf aber zur Palingenese-Wiedergeburt von granitischem Magma führen kann, hat durch experimentelle Studien, die in Washington, zur Zeit der 25. Hauptversammlung unserer Gesellschaft, im Gange waren, 1954 von TUTTLE and BOWEN (publ. 1958) abgeschlossen, später von anderen Autoren fortgesetzt wurden, enorme Impulse empfangen. Das im System Albit-Kalifeldspat-Quarz-Wasser festgestellte, vom Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen abhängige grosse T-Intervall zwischen Schmelzbeginn und vollständiger Schmelzung (das auch durch Experimente an natürlichen Graniten bestätigt wurde) bedingt, dass in der sialischen Kruste eine mächtige Zone partiellen Schmelzens existieren muss. TUTTLE (1958, p. 123) berechnete, dass diese Zone der Anatexis in der Erdkruste bei einem Wassergehalt von 1–2 Gew.-% und geeigneter granitischer Zusammensetzung mindestens 10 km mächtig ist.

Der Fragenkomplex ist dann durch die Experimente von WINKLER und v. PLATEN (1957 bis 1965) an Sedimenten weiter erforscht und präzisiert worden. Teilweises granitoides Schmelzen beginnt in Gesteinszonen der mittleren Amphibolitfazies. Die Experimente ergeben, dass unter den Bedingungen der hochgradigen Amphibolitfazies aus wasserhaltigen Quarz-Feldspat-Glimmer-Gesteinen zwangsläufig beträchtliche Schmelzmengen von granitischer, granodioritischer oder tonalitischer Zusammensetzung entstehen. Anatexis ist also keine blosse aus Feldbeobachtungen abgeleitete Theorie, sondern ein physikalisch-chemisch gut fundierter Vorgang.

Diese allgemeine Erkenntnis beleuchtet auch unser alpines Thema. Die jungen Adergneisse mit Quarz-Feldspat-Mobilisaten treten tatsächlich nur in jenen metamorphen Zonen der Alpen auf, in denen diese Erscheinungen erwartet werden müssen: in der fibrolitführenden Disthen-Zone und der Sillimanit-Zone. In Gesteinen anderer Zusammensetzung treten hier die Paragenesen Diopsid-Calcit-Quarz und Hornblende-Klino-

pyroxen-Labradorit auf. Dies kann kein Zufall sein und man kann auch nicht argumentieren, dass alte Migmatite im Verlaufe der alpinen Regionalmetamorphose rekristallisierten. Die im Abschnitt zwischen Valle Maggia und Valle della Mera tektonisch zusammengegriffen und petrogenetisch verschweissten Elemente mit Phlebitcharakter, lagen vor der alpinen Orogenese nicht nebeneinander!

Partielle Anatexis in Teilgebieten des Lepontinischen Gneisskomplexes ist also nach der heutigen experimentellen und nach der Felderfahrung eine vertretbare, noch nicht schlüssig bewiesene Interpretation. Das Thema ist überreif und muss gründlich und kritisch neu bearbeitet werden.

Radiometrische Altersbestimmung kann in diesen aus zwei verschiedenen Bestandmassen zusammengesetzten Gesteinen nur beschränkt eingesetzt werden. Mineralogische und chemische Reihenuntersuchungen an Gesamtgestein, Mobilisat und Restbestand, sowie an benachbarten Ausgangsgesteinen sind wohl ergiebiger. Das Neosom muss natürlich, ob es jetzt magmatischen oder anatektischen Ursprungs ist, eutektische Zusammensetzung aufweisen. Es sollten also Untersuchungen begonnen werden, wie sie K. R. MEHNERT und seine Mitarbeiter im Schwarzwald ausgeführt haben. Solche Studien verlangen angesichts der komplexen Natur der Adergneisszonen Hunderte von Analysen, was heute möglich sein sollte, und sie sollten unabhängig voneinander in verschiedenen Profilen (Maggia-Verzasca-Bellinzona, Calanca-Misox-Bodengo-Mera) durchgeführt werden.

Ich habe das Paradigma Phlebit gewählt, weil hier Übereinstimmung zu herrschen scheint, dass das Neosom aus alpinen Schmelzlösungen kristallisierte, mögen diese nun magmatischen Ursprungs oder auf dem Wege partieller Anatexis entstanden sein. In den Randzonen von alpinen Phlebitserien treten viel gröber gemengte Gesteine mit Schollenstruktur auf. Beispiele solcher Migmatite – dieser Ausdruck darf seit den Diskussionen und neutralen Definitionen im Zusammenhang mit dem Int. Geologenkongress 1960 als stabilisiert gelten (siehe u. a. MEHNERT 1969, p. 355) – haben aus den Alpen u. a. PICCOLI (1962), BLATTNER (1965), SHARMA (1969) und HÄNNY (1972) ausgezeichnet beschrieben. Fällig wäre eine Studie der Beziehungen des Cocco-Gneisskörpers zu den ihn durchadernden Ruscada-Gesteinen, von denen noch keine Altersbestimmung vorliegt.

Gewandelt hat sich in den letzten paar Jahren auch die Beurteilung des *Bergellergranites* mit den Grosskristallen von Alkalifeldspat, das einstige Paradeferd eines postalpinen diskordanten Batholithen. Der gneissige Südteil wurde von unseren italienischen Kollegen von jeher anders beurteilt als der von nordalpinen Geologen bearbeitete Nordteil des einheitlichen Körpers. Dass der im Westen so evidente Deckencharakter des Bergellergranites so spät, erst durch eine neue Generation (MOTICSKA, 1970, H. R. WENK, 1970, 1973) erkannt wurde, ist wirklich erstaunlich. Hinderlich für den Fortschritt war ausserdem, dass bis vor kurzem grundverschiedene Dinge, wie Bergellergranit s.s., Mikrogranit und Gänge, Tonalit und Novate-Granit in den gleichen Topf geworfen wurden. Die klaren Diskordanzen im NE, im Gebiet P. dei Rossi, M. del Forno und Cima di Vazzeda betreffen radiometrisch bisher nicht datierte Mikrogranite, die den Bergellergranit und seinen Rahmen durchschlagen und die *nicht* etwa die postorogene Platznahme des Bergeller Granitkörpers mit den Grosskristallen beweisen; dieser liegt im grossen *konkordant* in seinem Rahmen (H. R. WENK, 1973).

Experimentelle Befunde, feldgeologische Studien und einige petrographische Detailuntersuchungen haben also im letzten Vierteljahrhundert viele Ausgangspunkte verändert. Die vernachlässigten petrologischen Probleme der granitoiden Gesteine und ihrer Übergangsglieder bieten ein weites lohnendes Arbeitsfeld. Die Auseinandersetzung mit den Zonen der Metamorphose hat uns von ebenso kardinalen Fragen abgelenkt, über die man im Jahre 1999, beim nächsten Jubiläum, mehr wissen sollte.

Möge unsere Gesellschaft als freiwillige Organisation der Mineralogen und Petrographen aller Schweizer Hochschulen und zugewandter Orte ihre Mission als Forum auch im nächsten Vierteljahrhundert erfüllen, und möge ihr um vier Jahre älteres Adoptivkind namens SMPM auch in schwierigen Zeiten gedeihen, wie es der grüne Festband in so erfreulicher Weise zum Ausdruck bringt.

Literatur

Siehe ausführliches Literaturverzeichnis in Band 54, p. 278 (Jubiläumsband), ergänzt durch folgende Arbeiten:

- BARROW, G. (1893): On an intrusion of muscovite-biotite-gneiss in the Southeastern Highlands of Scotland. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 49, 330.
- (1912): The Geology of lower Deeside and the Southern Highland border. *Proc. Geol. Assoc.* 23, 268.
- BAERTSCHI, P. (1957): Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von O^{18} und C^{13} in Karbonatgesteinen und Mineralien. *SMPM* 37, H. 1, 73.
- BOWEN, N. L. (1940): Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *J. Geol.* 48, 225–274.
- CARMICHAEL, D. M. (1969): On the Mechanism of Prograde Metamorphic Reactions in Quartz-Bearing Pelitic Rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 20, 244–267.
- FREY, M. (1974): Alpine Metamorphism of Pelitic and Marly Rocks of the Central Alps. *SMPM* 54, 2/3, 489–506.
- GRUBENMANN, U. (1910): Über einige tiefe Gneise aus den Schweizeralpen. *C.R. XI Congr. Geol. Int. Stockholm*, 625.
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose. Berlin.
- GUTZWILLER, E. (1912): Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. *Eclog. Geol. Helv.* 12, 5.
- JÄGER, E. und FAUL, H. (1959): Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. *Bull. geol. Soc. Amer.* 70, 1553–1558.
- MEHNERT, K. R. (1953–1963): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald I bis IV. *N. Jb. Min. Abh.* 85–99.
- NIGGLI, P. (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. *SMPM* 30, 500–538.
- PICCOLI, G. (1962): Le Migmatiti del granito di San Fedelino. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova XXII*.
- SEDERHOLM, J. J. (1907): Om Granit och Gneis. *Bull. Com. Géol. No. 23, Helsinki*.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 46, I. Abt.*, 1–41.
- TILLEY, C. E. (1924): The facies classification of metamorphic rocks. *Geol. Mag.* 61, 167.
- (1925): Metamorphic zones in the Southern Highlands of Scotland. *Quart. J. Geol. Soc.* 81, 100.
- THOMPSON, J. B. and NORTON, S. A. (1968): Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. *Studies of Appalachian geology*. Interscience, New York.
- TUTTLE, O. and BOWEN, N. L. (1958): Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O . *Me. 74, Geol. Soc. America, New York*.
- WENK, E. (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal. *SMPM* 23, 265–294.
- (1948): Ostalpinen und penninisches Kristallin. *SMPM* 28, 761–771.
- (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. *SMPM* 35, 311.
- WENK, H. R. (1967): Triklinität der Alkalifeldspäte in lepontinischen Gneissen. *SMPM* 47, 157–198.
- WINKLER, H. G. F. (1957–1963): Experimentelle Gesteinsmetamorphose I–VII. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 13–27.

A. Niggli (Zürich): *Kristallographie in der Schweiz während der letzten 50 Jahre.*

Kurzvorträge

1. **H.-U. Nissen** (Zürich): *Plagioklase in alpinen Gesteinen.*
2. **A. Burkhard** (Basel): *Baryt-Coelestin-Mischkristalle aus dem Jura und den Alpen.*
3. **K. Bächtiger** (Zürich): *Subaquatische Roteisenerze mit Chlorit und Sulfiden des Eisens und Kupfers in der Quarten-Serie (Keuper) des Schilstaes (Sankt Galler Oberland).* Erscheint im Heft 2, Band 55.
4. **M. Müller-Vonmoos** (Zürich): *Zur Anwendung der Thermoanalyse in der Petrographie.*

5. **B. Ayrançi** (Zürich): *Neues zur chemischen Ca- und Mg-Bestimmung in Mineralien und Gesteinen.*

A. Einführung

Die Haupt- und Spurenelementbestimmungen werden heute immer häufiger mit Hilfe der Atomabsorptionsspektroskopie in wässrigen Lösungen durchgeführt. Die fortlaufende Entwicklung der AAS-Geräte kommt besonders der Serienanalyse gleichartiger Proben zugute.

Für weniger Analysen und Proben stark unterschiedlicher Matrixzusammensetzung und Elementkonzentration ist die AAS eher unvorteilhafter: Jede Probe zeigt besondere Messprobleme, die oft erst bei der Analyse in Erscheinung treten.

In der Industrie treten derartige Probleme weniger auf, weil die Proben meistens gleichartig sind. In einem Geochemielabor jedoch sind stets wechselnde Forschungsaufgaben zu erfüllen, und die Anpassung der Messmethoden ist ein permanentes Problem. Es ist deshalb immer von Vorteil, eine zusätzliche Analysenmethode zur Verfügung zu haben, mit welcher sehr geringe bis hohe Elementkonzentrationen bereits im ersten Analysengang befriedigend genau bestimmt werden können.

In den letzten Jahren wurde Ca gegen Murexid, Calconcarbonsäure (HHSNN), Calcon, Methylthymolblau (MTB), Calcein, Zinkon, Phenolphthalein und Alizarin unter Verwendung von EDTA titriert. Für die Mg-Bestimmung setzte man Erio T, Titangelb, MTB und Calmagit ein.

Man erwartet von einem Indikator, dass er folgende Bedingungen erfüllt:

1. Der Indikator sollte einen scharfen Umschlag haben.
2. Der Indikatorumschlag muss den richtigen Endpunkt anzeigen.
3. Eine komplementäre Umschlagsfarbe des Indikators wäre sehr wünschenswert.
4. Der Indikator darf von den anderen Elementen nicht blockiert werden.

Mit den wenigen Ausnahmen der reinen Ca- und Mg-Lösungen waren die Analysen mit den obengenannten Indikatoren z. T. zeitraubend oder die Resultate teilweise unsicher, da die begleitenden Elemente Interferenzen verursachten.

Die störenden, hauptsächlich schweren Elemente wurden entweder vor der Titration mit Hilfe organischer Extraktionsmittel (z. B. Oxin, Chloroform oder Acetylaceton) aus den Lösungen entfernt oder mit Hilfe von Cyanid, Triäthanolamin (TEA), Thioglykolsäure (TGS), 2-3 Dimercapto-1-propanol (BAL) maskiert.

Die Extraktion ist arbeitsaufwendig, das stark giftige Zyankali nicht sehr empfehlenswert und das BAL sehr kostspielig. Lediglich TEA und TGS könnten sich als Maskierungsmittel zum allgemeinen Gebrauch eignen.

In neuester Zeit verwendet man anstelle von EDTA für die Ca-Bestimmung auch EGTA und für die Mg-Bestimmungen DCTA, wobei für Ca Calcein und für Mg MTB als Indikatoren eingesetzt werden.

Diese neuen Titrationsverfahren sind zwar bedeutend besser als die bisherigen, jedoch etwas umständlich. Sie weisen auch noch einige Unsicherheiten auf.

So ist es notwendig, zwei verschiedene Komplexone (EGTA, DCTA) und zwei Mikrobüretten zu verwenden.

Ca bildet mit Calcein im alkalischen Bereich einen grünfluoreszierenden roten Komplex, wobei die grüne Fluoreszenz am Äquivalenzpunkt verschwindet. Um den Äquivalenzpunkt noch sicherer zu erfassen, braucht man ferner eine UV- oder photometrische Einrichtung. Der Ca-MTB-Komplex zeigt im alkalischen Bereich ein intensiveres Blau, wobei der Indikator beim Endpunkt von blau in farblos umschlägt. Dieser Endpunkt fällt häufig nicht mit dem Äquivalenzpunkt zusammen.

B. Analysenmethode mit neuen Indikator kombinationen

Es soll im folgenden ein komplexometrisches Analysenverfahren vorgeschlagen werden, mit dem man CaO und MgO im Konzentrationsbereich von 0,05 bis 100 Gew.-%

Tabelle 1. Testergebnisse für Mg-Bestimmung

1,0 mg Mg in 200 ml kann bei Gegenwart von:

- 5,3 mg Al
- 1,0 mg Cr
- 7,0 mg Fe
- 0,2 mg Mn
- 2,0 mg Ti
- 0,1 mg V
- 0,05 mg Ni

reproduzierbar und genau bestimmt werden.

Bei Anwesenheit von mehr als 0,2 mg Mn und 0,1 mg Ni werden die Endpunkte verschoben. Es werden zu hohe Mg-Resultate erhalten.
 Z. B.: 1,0 mg Mg wird bei Anwesenheit von 10,0 mg Al₂O₃ + 4 mg Fe₂O₃ + 0,2 mg MnO + 0,5 mg Cr sehr genau bestimmt.

Tabelle 2. Analysen

CaO bei pH 13 mit Zugabe von 15 ml 10 % igem TEA

Indikator: Calcein + MTB ± Neutralrot
 Methylrot
 Xylenorange
 Phenolrot

Umschlag beim Äquivalenzpunkt
 Grün nach Rot

MgO bei pH 11 mit Zugabe von 15 ml 10 % igem TEA

10 ml Puffer (12,85 gr NH₄Cl + 500 ml NH₃/1000 ml)

Indikator: Phtaleinpurpur + Naphtolgrün B + Methylrot

Umschlag beim Äquivalenzpunkt
 Rotviolett nach Grün

Tabelle 3. Ca- und Mg-Bestimmung in Standardgesteinen

	Empfohlener Wert ¹⁾	Aus Literatur		Eigene Bestimmung Titr. mit 0,01 M EDTA
		mit AAS ²⁾	mit RFA ³⁾	
CaO				
W-1	10,92	10,80	11,25	10,88
G-1	1,36	1,46	1,31	1,35
Tholeiit ⁴⁾ (V-25-1-T2)	10,74			10,77
Knippa Basalt ⁴⁾	12,52			12,54
MgO				
W-1	6,62	6,73	6,68	6,65
G-1	0,41	0,38	0,46	0,42
Tholeiit (V-25-1-T2)	8,41			8,43
Knippa Basalt	15,00			14,96

¹⁾ FLEISCHER and STEVENS (1962): Geochim. Cosmochim. Acta.

²⁾ ANGINO and BILLINGS (1967): Atomic Absorption Spectrometry in Geology.

³⁾ VOLBORTH (1969): Elemental Analysis in Geochemistry.

⁴⁾ U.S.A. Standards.

erfassen kann. Wir haben versucht, den apparativen und zeitlichen Aufwand der bisherigen Ca- und Mg-Titrationsverfahren zu reduzieren.

Es ist durchaus möglich, auf eines der beiden Komplexe zu verzichten, nämlich DCTA, wobei anstelle von EGTA wiederum EDTA eingesetzt wird. Diese Vereinfachung wird durch die Verwendung von Indikatormischungen erreicht. Es hat sich nach den bisherigen Erfahrungen herausgestellt, dass Calcein für Ca sehr empfindlich ist und dass damit geringere Mengen Ca neben höheren Mg-Konzentrationen bestimmt werden können. Ebenso ergibt sich aus den Literaturangaben, dass die Ca-Bestimmung in reinen Ca-Lösungen mit Hilfe von Calcein oder MTB nicht immer zufriedenstellend war.

Die mögliche Kombination von Calcein und MTB mit zusätzlichen Indikatoren wurde bis jetzt ausser acht gelassen. Nach unseren Untersuchungen ist sie aber erfolgversprechend. Für Ca kann Calcein + MTB + Neutralrot oder Phenolrot oder Methylrot verwendet werden. Für reine Ca-Lösungen ist auch Calcein + MTB + Xylenorange geeignet. Die grüne Fluoreszenz beim Ca-Calcein-Komplex wird durch eine Grünfärbung von zusätzlichem MTB übertönt, die am Äquivalenzpunkt in Rot umschlägt. Diese Indikator-Kombination kann auch für die Mg-Bestimmung verwendet werden. In diesem Falle schlägt der Indikator wiederum von Grün nach Rot um, jedoch nicht sehr scharf.

Für die Mg-Bestimmung ist eine Indikator-Kombination bestehend aus Phtaleinpurpur + Naphtholgrün B oder Diamingrün B + Methylrot sehr empfehlenswert. Sie schlägt am Äquivalenzpunkt von Rot (Ca + Mg + Sr + Ba) in reines Grün um.

Bei pH 11 werden auch Ba + Sr mittitriert. Im allgemeinen kommen Ba und Sr in den Gesteinen als Spurenelemente vor und können für die Routine-Gesteinsanalyse u. U. vernachlässigt oder zusätzlich entweder mit AAS oder RFA oder auf anderem Weg bestimmt werden.

Tabelle 1 enthält die Testergebnisse für Mg, welches mit Hilfe der neuen Indikator-Kombination ermittelt wurde. Es ist sehr deutlich zu sehen, dass die Elemente, die sich bei der Verwendung anderer Indikatoren störend auswirken, keinen grossen Einfluss mehr haben. Tabelle 2 enthält eine kurze Zusammenfassung der Analysenvorschrift.

Für diese Bestimmungen wurden eine 5 ml Mikrobrütte (1 ml = 100 geteilt), 0,01 M EDTA, 10%ige NaOH und ein halbautomatischer Setimat-Titrationsapparat benützt. Es wurden bei der Gesteinsanalyse jeweils 20 mg Probe in 200 ml, welche aus dem HF + HClO₄-Aufschluss (200 mg auf 100 ml) stammten, titriert. 1 ml Komplexon III (EDTA) entspricht auf das Gestein bezogen 2,805% CaO und 2,016% MgO.

Wie aus Tabelle 3 ersichtlich ist, sind die Ca- und Mg-Analysenresultate von bekannten Standardgesteinen, welche mit Hilfe dieser Indikator-Kombinationen ermittelt wurden, sehr befriedigend.

C. Zusammenfassung

Der Vorteil unseres Verfahrens für die Ca- und Mg-Bestimmung liegt darin, dass man bei Verwendung von nur einem Komplexon ebenso befriedigende Ergebnisse erhält wie bei der Verwendung zweier Komplexe. Die Farbumschläge sind verbessert und leichter erkennbar. Sie ergeben genaue und reproduzierbare Resultate. Auch bei niedrigen sowie höheren Konzentrationen bleibt die Gefahr der Über- oder Untertitration wesentlich geringer.

Herrn Prof. M. Weibel danke ich herzlich für seine wertvollen Hinweise während der Arbeit und für die zur Verfügung gestellten W-1- und G-1-Standards. Besten Dank auch Herrn PD Dr. V. Dietrich für das Überlassen der Tholeiite und Knippa-Basalt-Standards aus den U.S.A., die mir zur Durchführung zahlreicher Testreihen dienten.

Literaturverzeichnis

- ANGINO, E. E. und BILLINGS, K. G. (1967): Atomic Absorption-Spectrometry in Geology. Elsevier, Amsterdam.
- FLEISCHER, M. and STEVENS, R. E. (1962): Summary of new data on rock samples G-1 und W-1. Geochim. Cosmochim. Acta, 26, 526.
- PRIBIL, R. (1963): Komplexometrie. VEB, Leipzig.

- (1972): Analytical applications of EDTA and related compounds. Pergamon Press, Oxford.
- RILEY, J. P. (1959): The use of continuous extraction for the removal of interfering elements in the determination of Calcium and Magnesium. *Anal. Chim. Acta*, 21, 7, 317.
- SCHWARZENBACH, G. and FLASCHKA, H. (1969): *Complexometric Titrations*. Methuen, London.
- WEIBEL, M. (1961): Die Schnellmethoden der Gesteinsanalyse. *SMPM*, 41–42, 285.

6. **V. Köppel und M. Grünenfelder** (Zürich): *Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report.*

As no systematic study of monazite ages from metamorphic terrains have been carried out so far, the significance of the usually concordant monazite ages with respect to the timing of the metamorphism is unknown. In the case of intrusive rocks the ages are generally taken as indicating the time of crystallization (GULSON and KROGH, 1973, KÖPPEL, 1974).

The purpose of the present study was to evaluate the significance of monazite ages from the Central Alps where monazite, as well as xenotime, occur as accessories in rocks (SCHWANDER and WENK, 1965) and also as cleft minerals (PARKER, 1973), and where the Alpine metamorphism is well documented (e. g. FREY et al., 1974).

All monazite and xenotime samples from the central part of the Alps yielded young ages in the range of 18 to 30 m. y. The concordancy of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages is documented by the close agreement of both ages which differ only between less than 1×10^5 y. and 5×10^5 y. at the most. The uncorrected $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios, ranging from 25 to more than 5000 respectively, form a straight line with a slope corresponding to a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 20 m. y. Reproducibility tests show that individual analyses have an uncertainty of ± 0.5 m. y.

The monazite and xenotime ages are listed in table 1 together with the Rb-Sr mica ages of the same or neighbouring rocks. The data document:

1. The monazite and xenotime ages are higher than the respective biotite or muscovite ages. It should be noted that only those muscovite analyses with uncertainties small enough to allow direct comparison with the monazite values are listed.

2. The monazite show a distinct pattern that is, within the Lepontic region, independent of the grade of Alpine metamorphism.

3. The pattern reflects the tectonic position of the rocks from which the samples were collected.

4. The pattern is only partially similar to the Rb-Sr biotite age distribution.

5. The lowest ages of 20–21 m. y. of accessory monazites are observed in the region of the Leventina gneiss (sample No. 1 and 2, fig. 1), the deepest tectonic unit of the eastern Lepontic area. Towards the West and entering higher tectonic units the ages increase to 22–23 m. y. (No. 3, 4, 5) in contrast to the corresponding biotite ages which show a decreasing tendency. To the South, within the so called "root zone" bordering the Insubric line, the ages increase to values of 27–28 m. y. (No. 6, 7), while the biotite ages also increase from 16–18 m. y. to 18–20 m. y. Entering higher tectonic units in the East the monazite ages increase to 23–24 m. y. (No. 8, 9, 10), and the biotite ages also increase to 18–20 m. y. Finally the highest monazite ages were found in the Bergell area where they cluster around 30 m. y. (No. 11, 12, 14), the biotites yielding ages around 25 m. y.

At first glance one is tempted from the regional pattern of the monazite ages to conclude that they reflect a cooling age pattern similar to that proposed by JÄGER (1966). Several observations, however, contradict such an interpretation. For the following reasons we interpret the monazite U-Pb ages as indicating the time of mineral formation under high grade metamorphic conditions rather than reflecting different times during which the U-Pb system was closed due to the regional cooling:

1. HÄNNY et al. (in press) obtained Rb-Sr whole rock isochrons of small, adjacent gneiss samples from the Val Bodengo testifying that Sr isotope equilibration ceased 22 ± 4 m. y. ago. Such a Sr isotope equilibration probably requires the presence of a fluid

Table 1. Monazite and xenotime ages from the Central Alps

Sample No.	Locality	Rock	U-Pb age m. y.		Rb-Sr age m. y.		Ref.
			m = Monazite		bi = Biotite		
			x = Xenotime		mu = Muscovite		
<i>Lepontic Area</i>							
1	N of Lavorgo	musc.-biotite-plag.-alc. f. gneiss	m	20.6	bi	15.9 ± 0.7	1
2	Osogna	musc.-biotite-plag.-alc. f. gneiss	m	21.2	bi	17.6 ± 1.9	1
3	Fusio	garnet bearing musc.-biotite-plag. gneiss	m	22.4			
4	Someo	biotite-plag. gneiss	x	22.9	bi	16.0 ± 3.2	2
5	N of Brione	musc.-biotite-plag. gneiss	m	22.8	bi	16.2 ± 1.4	2
6	N of Gordola	garnet-biotite-plag. gneiss	m	27.1	bi	19.2 ± 1.6	2
7	Cugnasco	kyanite and fibrolite bearing musc.-biotite-plag. gneiss	mx	27.7			
8	Cauco	kyanite and garnet bearing musc.-biotite-plag. gneiss	m	23.7			
9	Bodengo	alc. f. bearing biotite-musc.-plag. gneiss	m	23.7	bi	18.9 ± 1	3
10	Bodengo	biotite-musc.-alc. f.-plag. gneiss	m	22.8	mu	20.5 ± 0.4	3
					bi	19.4 ± 0.4	
					mu	20.5 ± 0.4	
11	Albigna	Bergell granite	m	30.0	bi	24.8 ± 1.5	4,2
12	Vöga	kyanite and fibrolite bearing garnet-staurolite-plag.-musc.-biotite gneiss	m	31.9			
13	Novate	Novate granite	m	26.0	bi	17.7 ± 1	2
14	Novate	quartzitic xenolith in Novate granite	m	30.5			
<i>Gotthard Massif</i>							
15	Piz Blas	cleft	x	18 ± 1	bi	16 ± 0.5	5
<i>Monte Rosa Nappe</i>							
16	Monte-Rosa-Hütte	granite	m	260 ± 5	mu	248 ± 10	6
17	Campliccioli	garnet bearing sillimanite-biotite gneiss	m	260 ± 5	mu	255 ± 22	6
					mu	197 ± 8	

Ref.: 1. JÄGER et al. (1969); 2. JÄGER et al. (1967); 3. HÄNNY et al. (in press); 4. GULSON and KROGH (1973); 5. ARNOLD (1972); 6. HUNZIKER (1969).

phase (GRAUERT and HALL, in press). As no retrograde reactions are visible, progressive metamorphism ceased 22 m. y. ago. Both monazite ages (23.7 and 22.8 ± 0.5 m. y., No. 9, 10 in fig. 1) from the Val Bodengo thus indicate the time when metamorphism was still active and possibly the time of climax of metamorphism.

2. The monazite age from the Bergell granite (30 m. y., GULSON and KROGH, 1973) coincides with the lower intercept of the zircon discordia from the granite indicating the time of crystallization of the rock. The mica ages of 25 m. y. from the granite show a cooling at about the same rate as the neighbouring gneisses to the West, where monazite ages (No. 12, 14) of 30–32 m. y. therefore also point to the time of high grade metamorphism.

3. The monazite from the Novate granite (No. 13) yielded a distinctly lower age of 26 m. y. Monazite from a sillimanite bearing quartzite xenolith (WENK et al., in press) within the Novate granite, however, yielded an age of 30.5 m. y. (No. 14) which is identical to those of the regionally metamorphosed rock (No. 12) and of the Bergell granite (No. 11). From these age relationships we tentatively conclude that young monazites do not lose significant portions of their radiogenic lead even at temperatures above 600° C. Ages of young monazites therefore represent crystallization ages related to the period of active metamorphism rather than cooling ages.

We conclude that high temperature metamorphism in the Lepontic area of the Alps occurred until 30 m. y. ago in the eastern part and continued until 20 m. y. in the deepest parts of this region now exposed in the Leventina culmination. This time span is in agreement with the conclusions reached a long time ago by STEIGER (1964) based upon

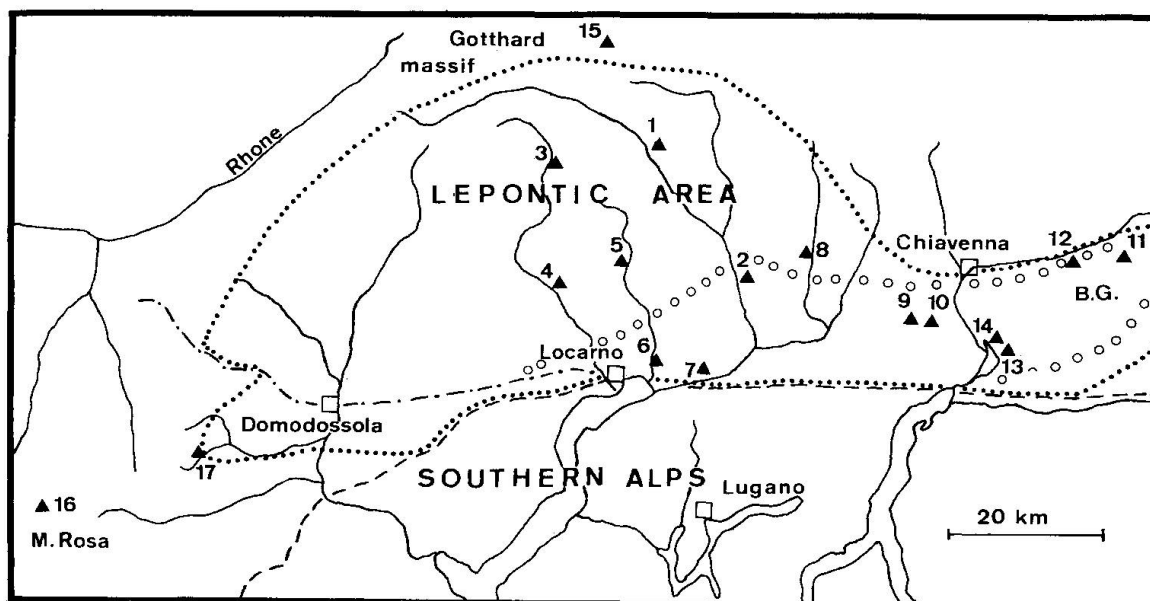


Fig. 1. Map showing sample location. Numbers refer to those of table 1. Approximate boundary of Alpine metamorphism in the Lepontic area: amphibolite facies, sillimanite ooooo. Insubric Line -----; Simplon-Centovalli fault - · - · - · - · . B.G. Bergell granite.

K-Ar ages of hornblendes from the Gotthard massif. Further investigations will hopefully resolve the problem how the time of this apparently last Alpine metamorphism is related to the culmination of the Lepontic phase (JÄGER, 1973) at 38 ± 2 m. y. as postulated by HUNZIKER (1969). The implications for the thermal history of the Lepontic region will be discussed in a future paper.

Within the Gotthard massif a concordant xenotime age of 18 ± 1 m. y. from a cleft mineralization (No. 15) agrees well with the Rb-Sr data of ARNOLD (1972) on the formation of cleft minerals.

The concordant monazite ages of 260 m. y. from the Monte Rosa nappe (No. 16, 17) comport with the data of HUNZIKER (1970) who obtained a whole rock Rb-Sr isochron yielding an age of 260 ± 10 m. y.

These concordant U-Pb ages show that relatively old monazites are not affected by conditions of upper greenschist to lower amphibolite facies metamorphism.

This preliminary work demonstrates the usefulness of dating accessory rare earth phosphates to unravel problems of the timing of metamorphism.

Acknowledgements: The authors thank Dr. B. Grauert and Dr. R. Hännly for reviewing the manuscript critically, Mr. A. Kipfer for providing us with the xenotime sample from a cleft, and Prof. E. Jäger and Dr. J. C. Hunziker for giving us generously access to their sample material.

References

- ARNOLD, A. (1972): Rb-Sr-Untersuchungen an einigen alpinen Zerrklüften des Cristallina-Granodiorites im östlichen Gotthardmassiv. SMPM 52/3, 537-551.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. and NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism in the Alps. SMPM 54/2-3, 247-290.
- GRAUERT, B. and HALL, L. M. (in press): Interpretation of Rb-Sr data on small whole rock slabs and their minerals from the Manhattan Schist, Manhattan Prong, N.Y.
- GULSON, B. L. and KROGH, T. E. (1973): Old lead components in the young Bergell massif, South-East Swiss Alps. Contr. Mineral. and Petrol., 40, 239-252.
- HÄNNY, R., GRAUERT, B. and SOPTRAJANOVA, G. (in press): Paleozoic migmatites affected by high grade Tertiary metamorphism in the Central Alps, Valle Bodengo, Italy - a geochronological study.
- HUNZIKER, J. C. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen; Helglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte. Eclogae geol. Helv., 62/2, 527-542.

- HUNZIKER, J. C. (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 63/1, 151-161.
- JÄGER, E. (1966): Das Alter von Graniten und Gneisen. *Tschermaks mineralog. und petrographische Mitt.*, 11/3-4, 304-316.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. und WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 134.
- JÄGER, E., GRAUERT, B., GRÜNENFELDER, M., HUNZIKER, J. C. and KÖPPEL, V. (1969): Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts. Guide Book, Field Trip, Switzerland (unpublished).
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geol. Helv.*, 66/1, 11-21.
- KÖPPEL, V. (1974): Isotopic U-Pb ages of monazites and zircons from the crust-mantle transition and adjacent units of the Ivrea and Ceneri Zones (Southern Alps, Italy). *Contr. Mineral. and Petrol.* 43, 55-70.
- PARKER, R. L. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. Neubearbeitung durch H. A. Stalder, F. de Quervain, E. Niggli, St. Graeser. Birkhäuser, Basel.
- SCHWANDER, H. und WENK, E. (1965): Monazit als Kern pleochroitischer Höfe in Biotiten der Tessiner Gneisse. *SMPM*, 45/2, 797-806.
- STEIGER, R. H. (1964): Dating of orogenic phases in the central Alps by K-Ar ages of hornblende. *J. Geophys. Res.*, 69/24, 5407-5421.
- WENK, H. R., GRÜNENFELDER, M. und KREBS, O. (in press): U-Pb ages of pelitic rocks from the Bergell area.

7. **R. Häny, B. Grauert und G. Soptrajanova** (Zürich): *Über das Alter der Migmatite und der Metamorphose in der östlichen lepontinischen Gneisregion.*
8. **E. Jäger** (Bern), **M. Grünenfelder** und **V. Trommsdorff** (Zürich): *Neue geochronologisch-petrographische Ergebnisse aus dem Bernina-Gebiet.*
9. **J. Abrecht, Tj. Peters** (Bern) und **V. Trommsdorff** (Zürich): *Experimentelle Untersuchungen im System $MnSiO_3$ - $CaSiO_3$ - CO_2 - H_2O .*
10. **Tj. Peters** (Bern): *Konstruktion von petrogenetischen Netzen aus experimentellen Daten im System Mn-Si-C-O-H zur Ermittlung der physikalisch-chemischen Bedingungen während der Bildung einiger metamorpher Manganlagerstätten.*
11. **M. Frey, J.-C. Hunziker** (Bern) und **J.-R. O'Neil** (Menlo Park): *Ungleichgewichtsparagenesen aus Mt.-Rosa-Granitgneisen: Mineralogisch-petrographische Rb-Sr- und O^{18}/O^{16} -Daten.*
12. **W.-B. Stern** (Basel): *Der Chlorgehalt einiger koexistierender Silikatminerale aus dem Lepontin und dessen petrogenetische Bedeutung.*
13. **R. Schmid** (Zürich): *Petrogenetische Daten aus der Ivreazone.*
14. **W. Frisch** (Wien) und **H. Keusen** (Zollikofen): *Eine neue ultramafitisch-alkalische Intrusion in Ost-Grönland.*

Der südliche Teil der tertiären *ostgrönländischen Alkali-Provinz* ist strukturell an eine Flexur entlang der Küste zwischen dem 66. und dem 69. Breitengrad gebunden. Wir kennen hier rund zehn Intrusionszentren, von denen vor allem die basische Skaergaard-Intrusion und die syenitische Kangerdlugssuaq-Intrusion durch die Arbeiten von WAGER, DEER und Mitarbeitern bekannt geworden sind.

An einem NNW-verlaufenden Querstörungs-System, das senkrecht zur Küstenflexur streicht und dort ansetzt, wo die Flexur einen deutlichen Knick macht, wurde im Sommer 1971 eine neue Intrusion mit ultramafitischen und alkalibetonten Gesteinen aufgefunden, die wir im Zuge von Prospektionsarbeiten aufnahmen.

Geographisch liegt die Intrusion zwischen dem Gardiner See und dem Gardiner Plateau, einem Gletscherplateau, weshalb wir ihr den Namen «*Gardiner Intrusion*» gaben.

Die Intrusion hat annähernd kreisförmige Gestalt bei einem Durchmesser von rund 6 km. Das Nebengestein sind Granitoide des präkambrischen Grundgebirges einerseits und oberkretazisch-alttertiäre Deckenbasalte andererseits.

Wir können zwei Intrusionsfolgen unterscheiden: Die ältere Folge besteht aus Duniten, Pyroxeniten und einer schmalen Randzone von unterschiedlicher Zusammensetzung. An die ältere Folge schliesst sich eine Reihe von Gangintrusionen an. Die jüngere Intrusionsfolge besteht aus Uncompahgriten – ultramafitischen Melilith-reichen Tiefengesteinen – und Karbonatitgängen.

Die *ältere Intrusionsfolge* besteht aus mehreren konzentrischen Dunit- und Pyroxenit-Ringen, die im Zentrum der Intrusion zu einem guten Teil vom jüngeren Uncompahgrit verdrängt wurden. Ausserhalb dieses zentralen Bereiches schliesst eine breite *Dunit-Zone* an. Der Olivin des Dunits ist ein Forsterit mit 8–10 Mol-% Fayalitanteil. Umwandlung von Olivin in Chrysotil findet sich in Spuren.

Weiter nach aussen hin folgt eine sehr unterschiedlich breite Zone von *Pyroxenit*, die im schlecht aufgeschlossenen und grossteils vom Gletscher verdeckten nordwestlichen Teil der Intrusion nicht aufgefunden wurde. Beim Pyroxenit handelt es sich um Diopsidit.

Am Kontakt der Intrusion zum Nebengestein findet sich an allen Stellen, an denen der Kontakt aufgeschlossen ist, eine wenige Meter breite Zone von Pyroxen-Foid-Gesteinen, die noch der Intrusion angehört und die wir hier *Randzonen* nennen. Dort, wo die Intrusion die tertiären Deckenbasalte durchschlägt, zeigt das Nebengestein keine Veränderung und die Gesteine der Randzone bestehen im wesentlichen aus Pyroxen, Amphi-

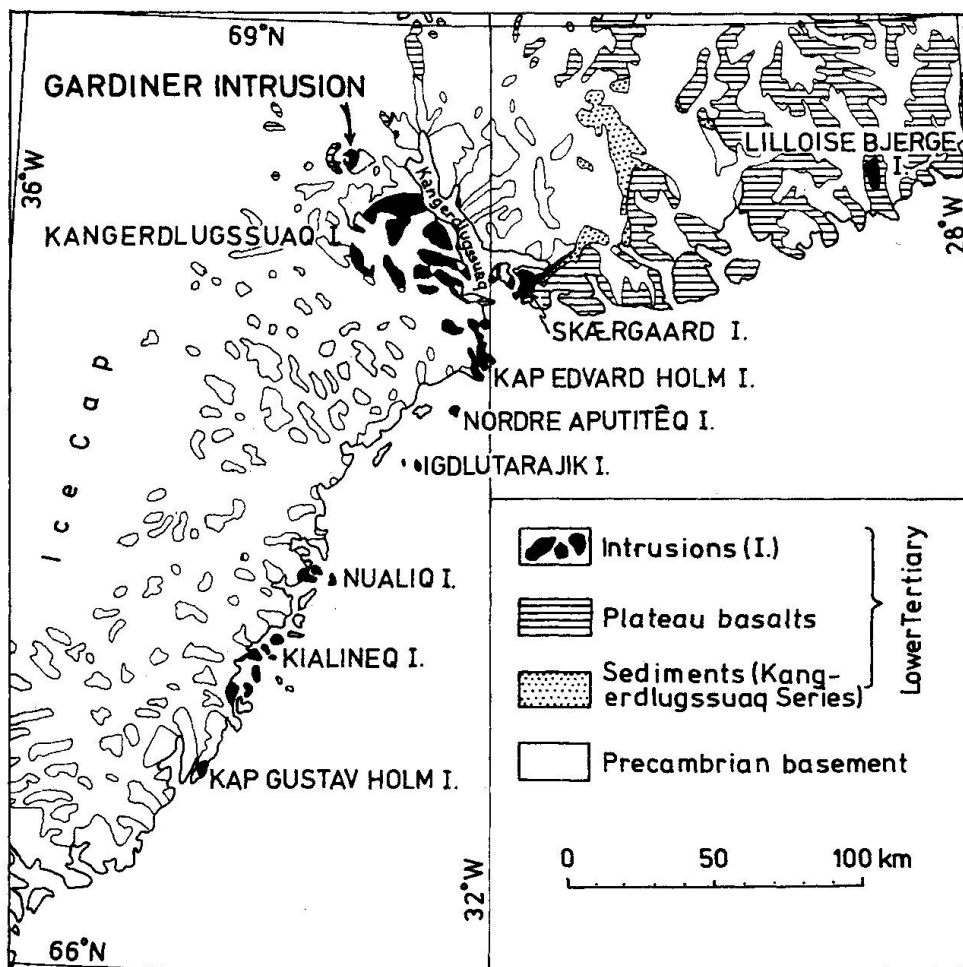
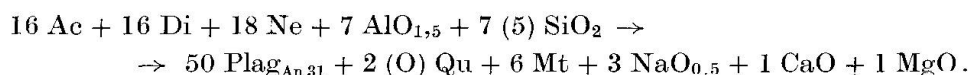


Fig. 1. Lage der Gardiner Intrusion innerhalb des südlichen Teiles der ostgrönländischen Alkali-Provinz.

bol, Sodalith und Nephelin. Die Zusammensetzung entspricht einem Melteigit. Der Pyroxen ist streng zonar gebaut und besteht aus einem diopsidischen Kern und einem Rand aus Ägirinaugit.

Dort, wo die Gesteine der Randzone gegen die granitischen Gesteine des Grundgebirges stossen, ändern sie ihre Zusammensetzung erheblich: Der Ägirinaugit verschwindet – es bleibt ein schwankender Anteil an Diopsid – und statt des Sodaliths und des Nephelins treten Plagioklas (Oligo-Andesin) und stellenweise sogar etwas Quarz auf; Magnetit findet sich in gehäufte Menge. Das granitische Nebengestein ist in einer schmalen *Kontaktzone*, die makroskopisch kaum einen Meter überschreitet, fenitisiert: es kommt zur Bildung von Ägirin, Amphibol, Biotit, Kalzit und von Albit auf Kosten des Quarzes.

Modalbestand und chemische Zusammensetzung der erwähnten Gesteine lassen es klar erscheinen, dass hier über wenige Meter Distanz ein Austausch von Ionen zwischen der Randzone und dem granitischen Nebengestein stattgefunden hat. Al und Si wurden aus dem Nebengestein in die Gesteine der Randzone eingeführt, während Na, Ca und Mg in das Nebengestein hineindiffundierten. Folgende schematische Gleichung soll diesen Prozess veranschaulichen:



Die linke Seite der Gleichung zeigt die für diese Betrachtung wesentlichen Bestandteile der unbeeinflussten Gesteine der Randzone, also Ägirinaugit und Nephelin (oder Sodalith) plus die vom granitischen Nebengestein zugeführten Stoffe Al und Si. Die rechte Seite zeigt die durch den Einfluss des granitischen Nebengesteins umgewandelten (kontaminierten) Gesteine der Randzone als Reaktionsprodukt der unkontaminierten Gesteine mit den zugeführten Stoffen. Plagioklas ist wesentlicher Bestandteil; der Gehalt an Magnetit nimmt deutlich zu, Quarz kann – je nach der zugeführten Menge an SiO_2 – auftreten. Na, Ca und Mg gehen ins Nebengestein und bewirken dort die Fenitisierung. Bei der Gleichung wurden zahlreiche weitere Gemengteile, die in beiden Randzonen-Typen auftreten, weggelassen.

Vom peridotitisch-pyroxenitischen Magma der älteren Intrusionsfolge spaltet sich eine *Gangfolge* ab, die von Hornblende-Pyroxenit-Gängen über Tawit-, Urtit- und Sodalith-Syenit-Gänge bis zu Alkalifeldspat-Syenit-Gängen im Sinne STRECKEISENS führt. Die Gänge sind fast ausnahmslos symmetrisch zur Intrusion, d. h. entweder konzentrisch oder radial angeordnet.

Variationsdiagramm und Projektion auf das QLM-Dreieck zeigen, dass die Gesteine der älteren Intrusionsfolge und der Gänge zwei kontinuierliche Differenzierungsreihen ergeben. Die Gangfolge spaltet sich dabei vom pyroxenitischen Teilmagma der älteren Folge ab. Beide Reihen werden in ihrem Chemismus zunehmend alkalisch und bleiben unterhalb der Sättigungslinie P-F, wobei die Gesteine der Gangfolge stärker untersättigt sind als die teilweise kontaminierten, gleich sauren Gesteine der sog. Rändzone.

In das Zentrum der peridotitisch-pyroxenitischen Intrusion dringen als *jüngere Folge* Uncompahgrite ein, die zwei Körper bilden: einen kreisförmigen im Zentrum der Intrusion – dieser ist fast völlig vom Eis bedeckt – und in geringem Abstand einen konzentrischen Ring. Mit dem Uncompahgrit sind *Karbonatit-Gänge* genetisch verbunden, die sich vereinzelt in den Gesteinen der älteren Intrusionsfolge finden.

Der *Uncompahgrit* entspricht in seiner Zusammensetzung mit etwa 75% Melilith, ferner Diopsid, Magnetit, Perowskit, Apatit und Phlogopit sehr genau jenem des locus typicus von Iron Hill in Colorado. Auch die chemischen Analysen der beiden Gesteine stimmen überraschend gut überein.

Der Melilith des Uncompahgrits wurde separiert und chemisch analysiert: Es handelt sich um ein Mischungsglied der Reihe Äkermanit-Natronmelilith im Verhältnis von ziemlich genau 2 : 1. Ein Vergleich mit dem Melilith des Uncompahgrits von Iron Hill ergibt vollkommene Übereinstimmung.

Im Nordteil des äusseren Uncompahgrit-Körpers kommen gebänderte Uncompahgrite vor, deren Bänderung mittelsteil gegen das Intrusionszentrum einfällt und somit völlig diskordant zu den hier steil nach aussen fallenden Gesteinsgrenzen verläuft. Die

Bänder bestehen fast ausschliesslich aus Melilith einerseits und aus Anreicherungen von Magnetit, Perowskit, Apatit und Phlogopit (Erzbänder) andererseits. Häufig ist die Untergrenze der Erzbänder scharf ausgebildet, während die Obergrenze Übergänge zur nächsthöheren Melilith-Lage zeigt. Es wurde aber vielfach auch der umgekehrte Fall beobachtet. Die Entstehung der Bänderung liegt im unklaren, doch ist es sehr wahrscheinlich, dass sie an Ort und Stelle und zwar etwa in der heutigen Schräglage gebildet wurde.

Das uncomphagritisch-karbonatitische Magma war reich an flüchtigen Bestandteilen wie H_2O , CO_2 , F, Cl und P_2O_5 , was eine intensive Durchdringung und *alkali-metasomatische Umwandlung* der umgebenden Dunite und Pyroxenite bewirkte, vor allem in dem Bereich zwischen den beiden Uncomphagrit-Körpern. Der Pyroxenit setzt der Verdrängung etwas mehr Widerstand entgegen als der Dunit, bei dem alle Stufen der Umwandlung bis zur völligen Verdrängung der Olivinsubstanz beobachtet wurden.

Bei leichter metasomatischer Verdrängung ist eine Korngrössenzunahme des Olivins und des Diopsids festzustellen. Gleichzeitig tritt Phlogopit auf, der Olivin (und Pyroxen) verdrängt, und der Magnetitanteil nimmt zu. Ferner kommen Perowskit und Amphibol, bei weitergehender Umwandlung Kalzit, Apatit und sogar Melilith in geringen Mengen hinzu. Wird der metasomatische Einfluss noch stärker, steigt der Magnetitgehalt bis gegen 20 Vol-% an und Phlogopit bildet grosse Plättchen, die den Olivin fast vollständig verdrängen. Das Endstadium der Verdrängung sind Mineralaggregate aus Phlogopit, Magnetit, Kalzit, diopsidischem Pyroxen, Ägirin, Na-Amphibol, Apatit, Perowskit, Melanit, Titanit, Nephelin und Natrolith. Die meisten dieser Minerale zeichnen sich durch Riesenwachstum aus. Am oder nahe dem Kontakt des inneren Uncomphagrit-Körpers findet sich eine bis zu 2 m mächtige Erz-Zone, die aus Magnetit und Perowskit sowie Melanit gebildet ist.

In den metasomatisch nur schwach beeinflussten Duniten treten dendritische Verwachsungen von Magnetit in Olivin auf, die chinesischen Schriftzeichen ähneln. Vermutlich ist diese Erscheinung auf Oxydationsprozesse während der Metasomatose zurückzuführen. In den metasomatisch unbeeinflussten Duniten fehlen die dendritischen Verwachsungen. In den stärker umgewandelten Gesteinen machen sie, bedingt durch Sammelkristallisation, grösseren Magnetitaggregaten Platz.

Die Kontakthöfe des Uncomphagrits in den Ultramafititen können auf Grund der streng alkalischen Metasomatose (Nephelin und Natrolith, Na-Amphibole, Phlogopit) als *Fenitisierungszonen* bezeichnet werden.

Der Unterschied in den *Kontaktwirkungen*, die die beiden Intrusionsfolgen hervorrufen, ist auffallend: Während die Gesteine der älteren Intrusionsfolge gegen das granitische Nebengestein nur sehr geringe Kontakte bewirken, rufen die Uncomphagrite in den Duniten und Pyroxeniten in breiten Höfen intensive Kontakterscheinungen hervor. Der Grund dafür ist in der Tatsache zu suchen, dass das uncomphagritische Magma ausgesprochen reich an flüchtigen Bestandteilen war, wie zahlreiche Neubildungen und Verdrängungen im Kontakthof (z. B. Apatit, Kalzit, Amphibole) und die genetische Verknüpfung mit Karbonatiten zeigen. Der geringe Gehalt an flüchtigen Bestandteilen in den Gesteinen der älteren Intrusionsfolge erklärt die geringe Kontaktwirkung dieser Gesteine gegen das granitische Grundgebirge.

Das *Alter* der Intrusion ist auf Grund der geologischen Gegebenheiten oberes Paleozän oder unteres Eozän. Dies geht einerseits daraus hervor, dass die alttertiären Deckenbasalte, die von untereozänen Sedimentserien überlagert werden, von der Intrusion noch erfasst werden; auf der anderen Seite besitzen Doleritgänge, die die Gardiner Intrusion durchschlagen, unter- bis mitteleozänes Alter. Die Gardiner Intrusion dürfte somit etwa gleich alt wie die basische Skaergaard-Intrusion sein, die ihrerseits wieder etwas älter als die syenitische Kangerdlugssuaq-Intrusion ist, von der ein Rb/Sr-Alter an Biotit mit 49 ± 2 m. a. angegeben wird (HAMILTON, 1966, zit. in HALLER, 1971: 343).

Da die ungefähre ursprüngliche Mächtigkeit der alttertiären bis oberkretazischen Basalergüsse durch die Überlagerung mit Sedimenten bekannt ist – nämlich 3–4 km für das Gebiet der Gardiner Intrusion – (WAGER, 1947: 37), lässt sich die Intrusionstiefe der Gardiner Intrusion bei der Platznahme abschätzen. Die Kontakte der Intrusion stehen

im SW senkrecht, fallen aber an den anderen Stellen, an denen der Kontakt zu sehen ist (das ist im S und E), mittelsteil von der Intrusion weg. Verbindet man nun im Profil die Kontakte zu einer Kuppel und setzt diese in Relation zur vermuteten alttertiären Landoberfläche, so ergibt sich daraus ein *seichtes Intrusionsniveau*, das kaum viel mehr als 1 km betragen haben kann. Das heute angeschnittene Niveau liegt 3–4 km unter der Landoberfläche zur Zeit der Platznahme der Intrusion.

Literaturhinweise

- FRISCH, W. und KEUSEN, H. (1972): Montangeologischer Bericht Nordmine 1971: Kangerdlugssuaq. Unveröff. Bericht Nordisk Mineselskab (Kopenhagen), Leoben und Bern.
- FRISCH, W. und KEUSEN, H. (im Druck): Gardiner Intrusion, a new ultramafic/alkaline complex at Kangerdlugssuaq, East Greenland. Bull. Geol. Surv. Greenland, Kopenhagen.
- HALLER, J. (1971): Geology of the East Greenland Caledonides. Reg. Geol. Series (ed. DE SITTER), 413 p., Interscience Publ., London-New York-Sydney-Toronto.
- WAGER, L. R. (1947): The Stratigraphy and Tectonics of Knud Rasmussens Land and the Kangerdlugssuaq Region. Medd. om Grønland 134/5, København.

15. J. Bertrand et M. Vuagnat (Genève): *Sur la présence de basaltes en coussins dans la zone ophiolitique méridionale de la Cordillère centrale du Guatemala.*

Abstract

Pillow basalts have been found in the Motagua fault zone of Central Guatemala. They are associated with pillow breccias and some hyaloclastites and exhibit the typical textures of alpinotype pillow lavas, in particular a variolitic rim with spherulitic varioles.

Twelve chemical analyses show that these lavas are basalts with a composition showing a mildly spilitic trend. There is a good correlation between chemical composition and granularity; the fine-grained rim of the pillow, is, except in one case, poorer in Ca and richer in SiO₂ and Na₂O than the center.

These rocks are rich in well crystallized pumpellyite; they have been metamorphized into the pumpellyite-prehnite facies. They possibly represent a fragment of the El Tambor formation which has been incorporated into the serpentinite melange of the Motagua fault zone.

Introduction

Le Guatemala est constitué de deux provinces géologiques distinctes.

La première consiste en une chaîne côtière de direction NW-SE, parallèle à la côte pacifique. Cette chaîne, formée en majeure partie de roches volcaniques tertiaires et quaternaires, parmi lesquelles prédominent les andésites et les dacites, repose sur un soubassement plus ancien de roches sédimentaires, métamorphiques et plutoniques; une partie de ces terrains sont sans doute crétacés, mais il est probable que certains d'entre eux soient du Paléozoïque supérieur métamorphique. Certains cônes volcaniques atteignent près de 4000 m d'altitude et quelques-uns sont encore actifs.

La seconde province est dominée, structurellement, par la Cordillère centrale du Guatemala, de direction E-W et convexe vers le sud. Cette chaîne, qui fait partie du système des sierras du nord de l'Amérique centrale, comporte des roches métamorphiques et plutoniques dans sa partie méridionale. Vers le nord, le degré de métamorphisme diminue et l'on passe à des sédiments plissés allant du Carbonifère (Pennsylvanien) au Tertiaire; puis, dans les basses terres du Petén, le soubassement est recouvert de séries calcaires et évaporitiques très épaisses mésozoïques et tertiaires. On trouvera à la fin de cet article une bibliographie sommaire.

Les ultramafites sont bien connues dans la Cordillère centrale. Elles affleurent notamment dans une zone dirigée E-W et jalonnée par des failles importantes (Motagua Fault Zone). Ces roches sont considérées par les auteurs comme le soubassement de séries paléozoïques: la série métamorphique de Chuacús au N de la faille de Motagua et la formation d'El Tambor au S (McBIRNEY and BASS, 1969b). Cette dernière formation contient notamment des diabases et des basaltes qui ont subi un métamorphisme plus faible que les roches de la série de Chuacús.

Les ultramafites affleurent particulièrement bien, sur plus de 20 km, le long de la route de l'Atlantique (route CA 9) à l'E de la bifurcation de la route de Coban, soit à partir du km 85. Il s'agit de serpentinites fortement tectonisées qui contiennent d'innombrables inclusions de taille variable; une partie de ces inclusions ont un caractère rodingitique et dérivent sans doute de filons fortement boudinés et tronçonnés; une autre partie sont nettement d'origine tectonique et sont de composition très variables.

En 1970, nous avons eu l'occasion d'échantillonner rapidement ces inclusions que nous décrirons dans une autre publication.

Environ 6 km à l'E de Manzanal, entre les bornes 109 et 110, on remarque, au bord nord de la route, des affleurements de roches, qui de par leurs teintes allant du brun au vert grisâtre, sont nettement différentes des serpentinites. Certains de ces affleurements sont fortement altérés, mais d'autres, plus frais lors de notre passage, nous ont permis de reconnaître des laves en coussins. Les formes sont souvent difficiles à délimiter mais, en quelques points, il n'y a pas de doute possible. Il s'agit bien de coussins dont la taille peut atteindre 1 m 50 de grand axe. Les marges, finement variolitiques, confirment cette diagnose qui sera définitivement prouvée (voir ci-dessous) par l'examen microscopique des structures.

A ces laves en coussins sont associées des brèches à fragments anguleux, de taille variable, fortement cimentées que l'on peut interpréter comme brèches d'éclatement.

Observations microscopiques

Types de formations. Une trentaine de lames minces ont été étudiées permettant de reconnaître :

- Des pillow lavas typiques.
- Des formations classiquement associées aux laves en coussins: brèches de pillows avec ou sans matrice sédimentaire (essentiellement carbonatée ou formée d'un mélange de matériel volcanique et sédimentaire); hyaloclastites, caractérisées par l'association d'esquilles de verre volcanique actuellement transformé et de débris des parties les plus externes des pillows; ces hyaloclastites forment la matrice entre les pillows.
- Des diabases massives provenant peut-être de zones plus profondes ou de dykes accompagnant les laves en coussins.
- Une roche particulière dont les relations avec les autres formations mentionnées n'ont pas pu être définies clairement sur le terrain mais qui pourrait bien constituer, parfois, la matrice renfermant des lambeaux de pillow lavas, de brèches de pillows ou encore de diabases massives.

Il s'agit d'une roche qui, macroscopiquement, se présente comme une diabase massive à grain fin. Elle est constituée d'une pâte très fine formée de minéraux phylliteux et de quartz dans laquelle sont dispersés des fragments de minéraux (pyroxène surtout, parfois très abondant), des débris d'ancien verre volcanique et des morceaux de diabases, généralement de très petites tailles et présentant le plus souvent les structures fines de bord de pillows.

La présence de la matrice sédimentaire, elle-même remaniée parfois, de même que les contours émoussés, voire même arrondis de certains débris de minéraux ou fragments de diabase, nous incite à penser à un processus sédimentaire pour expliquer la formation d'une telle roche. Avant d'affirmer qu'il s'agit d'un type de grauwaacke et non d'un tuf, il serait cependant nécessaire d'étudier un plus grand nombre d'échantillons.

Structures. Les coussins présentent les variations classiques de structures. D'intersertale divergente, parfois à tendance arborescente, au centre, la structure devient sphérolitique fibroradiée à la partie périphérique du pillow avec parfois un passage à la structure variolitique. D'une manière générale toutefois, la différence entre parties interne et externe n'est pas très accusée. Pour un même type de structure, la taille des cristaux peut varier quelque peu d'un pillow à l'autre.

Les diabases massives montrent des structures plus grossières, intersertales le plus souvent, ophitiques parfois. Des actions tectoniques peuvent avoir détruit plus ou moins

ces structures. La description de ces diverses structures serait incomplète si l'on ne mentionnait pas :

- Les phénocristaux, idiomorphes ou plus ou moins corrodés, d'olivine surtout, actuellement pseudomorphosée, plus rarement de plagioclase pouvant aussi être pseudomorphosé (voir minéraux constitutifs), encore plus rarement de spinelle et d'augite.
- Les amygdales, qui apparaissent dans les diverses parties des pillow lavas, mais surtout dans les zones périphériques, et sont de composition minéralogique variable (voir minéraux constitutifs).
- Les veinules et remplissages secondaires, parfois très abondants, eux aussi de composition minéralogique variable (voir minéraux constitutifs).

On retrouve dans les brèches de pillows des fragments représentatifs de tous les types de structures observés dans les pillow lavas et les diabases massives. Certaines de ces brèches sont formées d'éléments de types structuraux très peu diversifiés (par exemple, fragments de bord de pillows seulement) ou, au contraire, contiennent des débris montrant les structures les plus fines au plus grossières. Les fragments de roche volcanique peuvent être jointifs et se mouler les uns contre les autres ou apparaître, plus ou moins dispersés, dans une matrice purement sédimentaire (calcite) ou volcano-sédimentaire, avec des contours anguleux, subanguleux et arrondis. Souvent la taille des éléments est très inégale, allant de menus débris (microscopiques) à des fragments de taille déjà appréciable (millimétriques à centimétriques).

Minéraux constitutifs

Plagioclase:

Constituant principal avec le pyroxène, le plagioclase renferme de nombreux et fins développements de pumpellyite et de chlorite. Les intercroissances avec le pyroxène sont fréquentes (pyroxène au centre des microlites). Compte tenu encore de l'extrême finesse des cristaux souvent observée, les déterminations du pourcentage en anorthite sont rendues extrêmement difficiles. Dans les cas où des mesures ont été possibles, les valeurs obtenues ont toujours indiqué de l'albite ou de l'oligoclase acide.

Les phénocristaux d'assez grande taille observés parfois ont été remplacés par de la chlorite et de la pumpellyite, minéraux auxquels peut se joindre de la calcite. De l'albite secondaire, limpide et bien maclée, peut apparaître dans certaines veinules et amygdales souvent associée à d'autres minéraux tardifs tels que quartz et calcite.

Augite:

Souvent intimement associée au plagioclase, l'augite présente fréquemment une structure en dent de peigne caractéristique; mais elle s'observe aussi en cristaux mieux individualisés et, rarement, en phénocristaux. On la rencontre en grains isolés dans la mésostase des brèches de pillows et dans le grauwacke dont nous avons fait mention. Les cristaux peuvent être plus ou moins corrodés et remplacés par de la chlorite, de la pumpellyite et de la calcite.

Relevons encore la concentration de cristaux de pyroxène soulignant le pourtour de certaines amygdales.

Pumpellyite:

A part des développements d'importance variable dans le plagioclase surtout, mais aussi dans le pyroxène, la pumpellyite s'observe :

- en remplacement des phénocristaux d'olivine, associée ou non à de la chlorite et, plus rarement, à de la calcite;
- en remplacement du verre volcanique, associée à de la chlorite;
- dans les amygdales, seule ou associée à de la chlorite, parfois à de l'albite et de la calcite;
- dans des veinules et développements tardifs, très abondants parfois, et montrant les associations minérales suivantes : pumpellyite, pumpellyite-calcite, pumpellyite-chlorite, pumpellyite-quartz, calcite-pumpellyite-chlorite.

On peut distinguer trois variétés de pumpellyite :

1. pléochroïque, vert-bleu à incolore, dans les phénocristaux, amygdales et veinules;
2. très peu pléochroïque, brun-vert, associée à la variété précédente dans certaines veinules;
3. vert-pâle à incolore, dans le plagioclase.

- Chlorite:* Ce minéral s'observe :
 — en fines écailles dans les cristaux de plagioclase et de pyroxène;
 — en remplacement des phénocristaux d'olivine;
 — dans les amygdales ou l'on peut avoir les associations suivantes: chlorite, chlorite-pumpellyite, chlorite-quartz, chlorite-calcite, chlorite-albite-calcite;
 — dans les veinules et développements tardifs, seule ou avec: pumpellyite, calcite, calcite-pumpellyite;
 — en remplacement des fragments de verre volcanique;
 — remplaçant parfois, associée à de la pumpellyite et, plus rarement, de la calcite, des phénocristaux de plagioclase;
 — dans la mésostase volcano-sédimentaire des formations clastiques associées aux pillow lavas.
- Prehnite:* La prehnite a été déterminée de manière certaine dans une diabase à structure intersertale. Elle apparaît sous forme de cristaux abondants et bien développés aux épontes de zones de remplissages tardifs dont la partie centrale est occupée par de la calcite. Dans quelques lames minces, il est possible que de fins cristaux de prehnite soient associés à ceux de pumpellyite et chlorite dans le plagioclase mais nous n'avons pas pu le prouver.
- Calcite:* De formation plus tardive, la calcite se présente, largement cristallisée :
 — dans les veinules et développements secondaires, parfois d'assez grande taille, seule ou accompagnée des minéraux suivants: pumpellyite, chlorite, pumpellyite-chlorite, quartz-albite, chlorite-albite, albite, pumpellyite-quartz;
 — dans certaines amygdales avec quartz-albite-chlorite ou albite-pumpellyite;
 — remplaçant parfois des cristaux de pyroxène et plagioclase ainsi que des phénocristaux d'olivine.
 Plus rarement, la calcite s'est développée d'une manière diffuse en se substituant à la roche préexistante.
- Quartz:* Egalement de formation tardive, le quartz s'observe surtout dans des veinules, seul ou associé à la calcite, à la pumpellyite, à l'albite; dans certaines amygdales, nous avons les associations quartz-chlorite ou quartz-albite-chlorite-calcite.
- Stilpnomélane:* Ce minéral n'a été observé que dans une lame mince de diabase tectonisée. Il se présente en assemblages de petites houppes brun-vert associé à des cristallisations tardives de quartz, calcite et albite.
- Spinelle:* Peu abondant, mais presque toujours présent, le spinelle, de couleur brune, apparaît en grains de taille relativement importante. Il est le plus souvent associé aux phénocristaux d'olivine pseudomorphosée; les cristaux, plus ou moins corrodés, sont parfois entourés d'une marge chloriteuse.
- Sphène et sphène-leucoxène:* En tant que minéraux tout à fait accessoires, sphène et leucoxène s'observent soit en petits grains isolés soit en assemblages de très fins granules, en particulier dans les zones bordières de pillow lavas.
- Minéraux opaques:* Sont généralement accidentels, se présentant en petits granules disséminés. Dans certaines brèches de pillows ou hyaloclastites, ils peuvent toutefois être plus abondants et souligner parfois les contours des éléments. Ils apparaissent frais ou en voie de leucoxénisation (ilménite) ou encore plus ou moins oxydés.

Analyses chimiques

Types et modes des échantillons analysés

- Analyse 1: Diabase à structure intersertale divergente. Centre de pillow (dimensions des axes principaux de ce pillow: 150 × 60 cm).
 Albite-Oligoclase acide, augite, pumpellyite (dans plagioclase et veinules), chlorite (dans plagioclase, veinules et interstitielle), calcite (nombreux développements), spinelle (rare).
- Analyse 2: Diabase à structure sphérolitique fibroradiée.
 Bord du pillow analyse 1.
 Composition minéralogique semblable à celle du centre du pillow. Calcite nettement moins abondante. Sphène-leucoxène.

- Analyse 3: Hyaloclastite.
Matrice du pillow analyses 1 et 2.
Ancien verre volcanique: chlorite, pumpellyite, sphène-leucoxène.
Fragments de pillows: composition minéralogique semblable à celle du pillow analysé.
- Analyse 4: Diabase à structure intersertale divergente à arborescente.
Partie interne d'un pillow.
Composition minéralogique semblable à celle du pillow des analyses 1 et 2; calcite relativement abondante.
- Analyse 5: Diabase à structure sphérolitique fibroradiée. Bord du pillow de l'analyse 4.
Composition minéralogique semblable à celle de la partie interne; calcite peu abondante, quartz (dans certaines amygdales seulement).
- Analyse 6: Diabase à structure intersertale divergente à arborescente.
Partie interne d'un pillow.
Composition minéralogique semblable à celle des pillows précédents; développements de calcite.
- Analyse 7: Diabase à structure arborescente fine à sphérolitique fibroradiée.
Bord du pillow analyse 6.
Composition minéralogique semblable à celle de la partie interne; calcite rare.
- Analyse 8: Diabase à structure sphérolitique fibroradiée. Fragment de bord de pillow dans brèche de pillows.
Composition minéralogique semblable à celle des autres diabases analysées.
- Analyse 9: Diabase à structure intersertale à intersertale divergente.
Élément de brèche diabasique: centre de pillow ou fragment de filon (?).
Composition minéralogique semblable à celle des autres diabases analysées.
- Analyse 10: Diabase à structure intersertale grossière. Partie massive entre une zone de pillow lavas et une zone de brèche de pillows: fragment de filon (?).
Prehnite (dans veinules), autrement composition minéralogique semblable à celle des autres diabases analysées.
- Analyse 11: Brèche de pillows à prédominance de fragments à structures fines (sphérolitiques fibroradiées) de bords de pillows.
Pas de ciment.
Composition minéralogique des éléments semblable à celle des autres diabases analysées.
- Analyse 12: «Grauwacke»: petits fragments de diabases à structures fines surtout, disséminés dans une mésostase volcano-sédimentaire.
Composition minéralogique de l'ensemble semblable à celle des autres diabases analysées; présence de quartz dans la mésostase.

Analyses chimiques: Tableau des résultats

a) Pourcentages pondéraux

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40,40	49,50	39,20	45,10	50,30	49,30	44,80	53,20	47,60	44,00	47,40	47,4
Al ₂ O ₃	13,97	16,49	17,23	15,02	17,00	15,57	16,34	16,84	14,94	15,25	14,78	14,60
Fe ₂ O ₃	3,48	3,05	4,33	3,61	3,84	2,05	2,87	3,34	4,22	3,29	2,69	1,35
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,23	0,15	—	—	0,11	0,23	0,13	—	—
FeO	4,72	4,78	10,50	4,95	5,72	5,20	8,92	3,16	5,28	5,10	6,92	8,88
CaO	18,50	8,77	4,37	12,12	6,30	8,62	8,19	7,71	11,18	12,33	8,80	7,43
MgO	4,67	5,26	10,08	5,14	5,77	5,51	7,30	4,34	5,63	6,83	7,12	8,87
MnO	0,18	0,14	0,28	0,19	0,20	0,13	0,20	0,16	0,19	0,21	0,17	0,19
Na ₂ O	2,76	4,82	0,89	3,91	4,30	4,58	3,10	6,10	3,67	2,73	3,27	2,47
K ₂ O	0,20	0,81	2,25	0,71	1,18	1,47	1,07	0,51	0,57	1,16	1,33	1,21
TiO ₂	0,94	1,13	1,69	1,10	1,17	1,18	1,05	1,19	1,57	1,09	1,46	1,14
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,09	0,10	0,11	0,09	0,10	0,12	0,17	0,07	0,15	0,13
H ₂ O ⁺	4,11	3,53	8,94	3,46	3,86	3,52	5,64	1,36	3,51	4,50	4,22	5,23
CO ₂	6,46	1,51	0,58	4,00	0,70	2,41	0,72	1,73	1,26	2,90	1,78	1,68
Totaux	100,50	99,92	100,49	99,64	100,60	99,63	100,30	99,87	100,02	99,59	100,09	100,58

b) Paramètres de Niggli

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
si	90,5	128,1	88,1	110,4	131,8	129,4	104,8	147,1	116,6	102,8	116,3	114,0
al	18,4	25,2	22,8	21,6	26,3	24,1	22,4	27,4	21,5	21,0	21,4	20,6
fm	30,9	37,0	61,5	36,3	43,1	37,5	48,5	32,7	39,6	40,3	45,7	52,5
c	44,4	24,4	10,5	31,7	17,8	24,3	20,5	22,9	29,4	30,9	23,1	19,2
alk	6,3	13,5	5,1	10,4	12,9	14,2	8,6	17,1	9,6	7,9	9,9	7,6
ti	1,6	2,2	2,8	2,1	2,4	2,4	1,8	2,49	2,94	1,96	2,65	2,02
p	0,13	0,16	0,13	0,15	0,16	0,16	0,14	0,17	0,15	0,00	0,15	0,14
h	30,6	30,4	67,1	28,2	33,6	30,9	43,9	12,6	28,7	35,1	34,5	42,0
k	0,04	0,10	0,63	0,11	0,16	0,18	0,18	0,05	0,09	0,21	0,21	0,25
mg	0,51	0,55	0,55	0,52	0,53	0,58	0,53	0,55	0,52	0,60	0,57	0,61
ω	0,40	0,37	0,27	0,40	0,38	0,27	0,23	0,49	0,42	0,37	0,26	0,12

Remarques consécutives à l'examen des résultats des analyses chimiques. Dans deux cas (analyses 1 et 2 et analyses 4 et 5), la teneur en SiO_2 est plus élevée au bord du pillow. C'est une différenciation classique traduisant la proportion plus élevée de plagioclase au bord du pillow au détriment du minéral mélanocrate, ce que confirme l'observation microscopique. On retrouve cette teneur plus élevée en SiO_2 dans l'analyse 8. Par contre, dans le cas de la paire des analyses 6 et 7, cette règle n'est pas respectée bien que les variations structurales soient normales. La présence dans la partie bordière de nombreux phénocristaux d'olivine pseudomorphosée en pumpellyite et chlorite surtout explique très vraisemblablement cette anomalie (comme tendent à le confirmer les teneurs plus élevées en MgO , Fe total et H_2O). Les analyses de diabases massives (analyses 9 et 10) montrent bien que l'on est en présence du même magma ayant donné naissance aux pillow lavas; l'analyse 10 en particulier est très proche de celle d'un centre de pillow.

L'analyse du «grauwacke» (analyse 12) montre également une très nette parenté avec les diabases analysées.

Les résultats des analyses chimiques confirment d'autre part le caractère actuel sodique du plagioclase. En effet, lorsqu'on se rapproche du bord des pillows, où le feldspath est plus abondant, la teneur en CaO diminue alors que celle en Na_2O augmente notablement. Dans certains cas (analyses 2 et 8), on peut parler d'une tendance spilitique assez nette.

Enfin, la teneur en CO_2 traduit bien l'importance des développements carbonatés.

En ce qui concerne les paramètres de Niggli, relevons encore que pour le calcul de c nous avons tenu compte de tout le CaO , ne formant pas de la calcite avec le CO_2 disponible.

Conclusions

Il est évident qu'il serait téméraire de vouloir tirer des conclusions trop générales de l'étude d'affleurements aussi limités. Toutefois, il nous semble que l'on peut retenir les points suivants:

1. L'existence indubitable de basaltes en coussins associés aux roches vertes jalonnant la faille de Motagua.
2. Ces basaltes en coussins montrent les caractères structuraux, minéralogiques et chimiques observés dans de nombreux pillow lavas ophiolitiques:
 - a) Présence des structures typiques intersertales, divergentes, arborescentes, sphérolitiques fibroradiées et, dans certains cas, variolitiques qui traduisent un refroidissement de plus en plus rapide lorsqu'on s'approche du bord du coussin.
 - b) Sauf dans un cas, il existe une nette différence de composition chimique entre le centre et le bord des coussins; ce dernier étant plus riche en silice et en soude, mais plus pauvre en chaux et en éléments ferromagnésiens que le premier.
 - c) Ces coussins ont un caractère sodique indéniable, bien que la teneur en potassium ne soit pas aussi basse que celle de certains coussins ophiolitiques ou de coussins dragués au fond des océans.

d) Les coussins bien formés sont étroitement associés à des brèches de coussins semblables à celles que l'on trouve dans les Alpes, par exemple, dans les roches vertes préalpines de la région des Gets.

3. Ces basaltes en coussins ont subi un indéniable métamorphisme de type régional qui s'est traduit par la formation d'albite, de chlorite et, surtout, de pumpellyite en quantité notable. Dans un cas, la prehnite a été observée. Ce métamorphisme n'a pas été accompagné de déformations importantes puisque les délicates structures du bord des coussins ont été préservées. Le faciès est sans ambiguïté celui à pumpellyite-prehnite témoignant d'une température relativement peu élevée pour une pression déjà notable.

Dans certains spécimens, une tendance à la composition spilitique se fait jour.

4. Il est pour le moment difficile de se prononcer sur la position exacte des laves en coussins étudiées dans cet article. L'hypothèse la plus plausible est qu'il s'agit probablement d'un lambeau de laves, sorte de grande écaille, faisant partie de la zone de mélange à matrice serpentinite qui jalonne la faille de Motagua. On peut relever ici, à l'appui de cette hypothèse, que l'on trouve en inclusions dans la serpentinite, à environ 1,5 km à l'ouest des affleurements décrits, une roche clastique assez transformée où l'on reconnaît cependant encore des reliques de structures de pillow lavas. Cette écaille tectonique a peut-être été arrachée à formation d'El Tambor. Dans ce cas, ces basaltes seraient d'âge paléozoïque supérieur. Si des laves en coussins n'ont, à notre connaissance, pas été signalées dans cette formation, MCBIRNEY et BASS (1969b, p. 275), ont observé, dans certaines plaques minces, des restes de texture variolitique (ce terme devant sans doute être pris au sens de structure arborescente sensu lato).

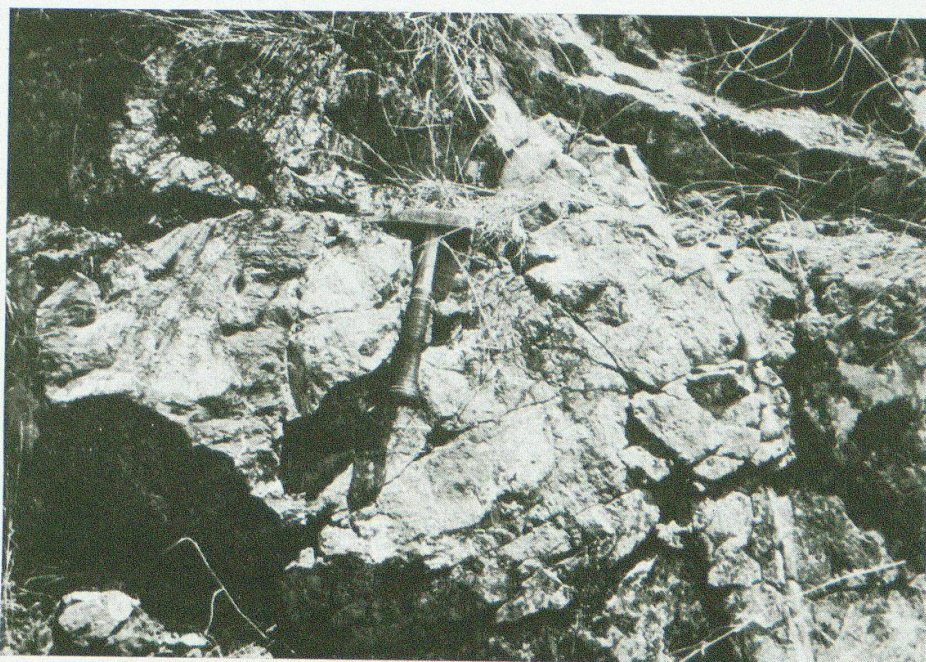
5. La découverte de l'existence indubitable de pillow lavas confirme que l'on trouve bien au Guatemala une association ophiolitique qui, dans la région de la faille de Motagua, a été fortement démembrée et a subi un certain métamorphisme. Les différents termes de la séquence ophiolitique se retrouvent, en lambeaux, inclusions, etc. ..., dans une zone de mélange tectonique typique qui jalonne probablement une ancienne zone de subduction majeure.

Remerciements

Cette étude a été entreprise dans le cadre d'un projet financé par le Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique auquel nous adressons nos remerciements. Nous tenons aussi à exprimer notre gratitude à Mme Geneviève Gulaçar, chimiste, qui a effectué les analyses chimiques présentées dans ce travail.

Bibliographie

- BERTRAND, J. (1970): Etude pétrographique des ophiolites et des granites du Flysch des Gets (Haute-Savoie, France). Arch. Sci. Genève 23, 279-542.
- BONIS, S. (1967): Excursion guide book for Guatemala. Annual meeting of the Geol. Soc. Amer. Geol. Bull. 4, Inst. geograf. nac., Guatemala.
- COOMBS, D. S., HORODYSKI, R. J. and NAYLOR, R. S. (1970): Occurrence of Prehnite-Pumpellyite Facies Metamorphism in Northern Maine. Am. Journ. of Sci. 268, 142-156.
- DENGO, G. and BOHNENBERGER, O. (1969): Structural Development of Northern Central America. In: Tectonic Relations of Northern Central America and the Western Caribbean - The Bonacca Expedition (McBirney, A.R. ed.) Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 11, 203-220.
- MCBIRNEY, A. A. (1963): Geology of a Part of the Central Guatemalan Cordillera. Univ. Calif. Geol. Sci. Publ. 38, 177-242.
- MCBIRNEY, A. R., AOKI, K. and BASS, M. N. (1967): Eclogites and Jadeite from the Motagua Fault Zone, Guatemala. Amer. Miner. 52, 908-918.
- MCBIRNEY, A. R. and BASS, M. N. (1969): Geology of Bay Islands, Gulf of Honduras. In: Tectonic Relations of Northern Central America and the Western Caribbean - The Bonacca Expedition (McBirney, A. R. ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 11, 229-243.
- MCBIRNEY, A. R. and BASS, M. N. (1969): Structural Relations of pre-mesozoic Rocks of Northern Central America. In: Tectonic Relations of Northern Central America and the Northern Caribbean - The Bonacca Expedition (McBirney, A. R. ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 11, 269-280.
- VUAGNAT, M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. SMPM 26, 116-228.
- WEYL, R. (1961): Die Geologie Mittelamerikas. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- WILLIAMS, H., MCBIRNEY, A. R. and DENGO, G. (1964): Geologic Reconnaissance of southeastern Guatemala. Univ. Calif. Geol. Sci. Publ. 50, 1-57.



1.



2.

- Planche I:*
1. Coussin basaltique.
 2. Coussins et brèche de coussins basaltiques.

Planche II: Micrographies optiques (LN, grossissement $25\times$).

1. Centre de coussin (dans la veinule et de phénocrystal d'olivine: pumpellyite).
2. Bord du même coussin.
3. Matrice hyaloclastitique entre coussins.
4. Brèche de coussins à ciment volcano-sédimentaire.

PLANCHE II



1.



2.



3.



4.

C. Exkursion der SMPG

I. Die Mineralfundstelle Lengenbach, Binntal

6.–7. Oktober 1974
 von S. Graeser (Basel)

Teilnehmer:

P. BAYLISS (Göttingen/D)	S. GRAESER (Basel)
E. VAN BINSBERGEN (Zürich)	J. KELLER (Freiburg/D)
P. BITTERLI (Basel)	B. LIEBICH (Genève)
P. BITTERLI jun. (Basel)	W. NOWACKI (Bern)
A. BURKHARD (Basel)	E. PARTHE (Genève)
G. DESSAU (Pisa/I)	R. PERROT (Besançon/F)
H. EUGSTER (Trogen)	W. ROTHMAYR (La Tour-de-Peilz)
E. FLACK (Genève)	H. R. STEIGER (Zürich)
H. FLACK (Genève)	K. WÄHREN (Lyss)
A. M. FRANSOLET (Liège/B)	K. YVON (Genève)

1. Einleitung

Die Kenntnis dieses ungewöhnlichen Mineral-Vorkommens geht vermutlich zurück bis mindestens ins frühe 18. Jahrhundert. Zu diesem Zeitpunkt erlebte die Bergbautätigkeit im Binntal ihren Höhepunkt (Eisenerz-Lagerstätten in Gneisen und im Dolomit), was mit einer intensiven Prospektionsarbeit verbunden war. Im Jahr 1732 wurde daher im Lengenbach ein Sondierstollen quer zum Streichen der Dolomit-Schichten angelegt. Nachträgliche Abbau-Versuche wurden offenbar keine vorgenommen, da die Blei-Arsen-Erze technisch nicht verwertbar waren. Etwa 100 Jahre später erst begann dann die wissenschaftliche Bearbeitung der Fundstelle, und bis zur Jahrhundertwende um 1900 wurden ca. 20 neue Mineralarten aus dem Lengenbach beschrieben. Nach dem 1. Weltkrieg geriet die Fundstelle mehr und mehr in Vergessenheit, konnte dann aber nach langjährigen Bemühungen im Jahre 1958 durch die «Arbeitsgemeinschaft Lengenbach» (schweizerische Museen und Universitäts-Institute) wieder in Betrieb genommen werden.

Zur Zeit ist der Lengenbach wohl das letzte und einzige schweizerische Erz-Vorkommen, das regelmässig abgebaut wird – wenn auch nur aus rein wissenschaftlichem Interesse!

2. Geologische Situation

Das Binntal liegt grösstenteils im Bereich der steilgestellten Stirnpartie der Monte-Leone-Decke, die zu den unteren penninischen Einheiten (Simplon-Decken) gehört. Der

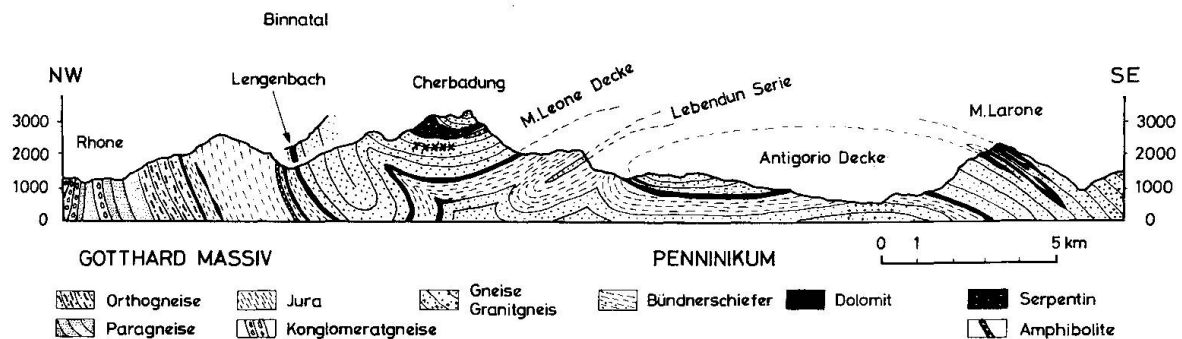


Fig. 1. Geologisches Profil Rhone-Binntal-M. Larone. Die ungefähre Lage der ehemaligen Kupfer-Arsen Vererzung ist mit XXX-Signatur angegeben.

innere Teil der Decke besteht aus Gneisen, darüber folgt ein Sedimentmantel aus Trias-Dolomit und jüngeren Kalkschiefern (Bündnerschiefer), vgl. Fig. 1.

Die Blei-Arsen-Vererzungen liegen ausschliesslich im Dolomit, der im Lengenbach annähernd senkrecht steht. Das Gestein ist im Bereich des Binntales meist schneeweiss gefärbt und häufig von bröckeliger Konsistenz («zuckerkörniger Dolomit»). Die Mächtigkeit der das ganze Tal durchziehenden Dolomit-Schichten ist sehr variabel: sie kann von wenigen Metern bis zu annähernd 200 m reichen.

3. Die Mineralien im Dolomit des Lengenbaches

Die Fundstelle ist ausserordentlich reich an seltenen und ungewöhnlichen Mineralien. Wie die Zusammenstellung in Tab. I zeigt, liegt das Schwergewicht der Vielfältigkeit ganz speziell bei den Sulfiden und Sulfosalz-Mineralien.

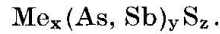
Betrachtet man, anstatt nur die Lokalität Lengenbach allein, sämtliche Dolomit-Aufschlüsse des Tales, so kommen noch einige Sulfid-Mineralien hinzu, wie Giessenit,

Tab. I. Die Mineralien der Grube Lengenbach

<i>Sulfide</i>		<i>Oxide</i>
a) Einfache Sulfide		Quarz
Auripigment	As_2S_3	Rutil
Bleiglanz	PbS	<i>Karbonate</i>
Bornit	Cu_5FeS_4	Calcit
Chalkopyrit	$CuFeS_2$	Cerussit
Markasit	FeS_2	Dolomit
Molybdänit-3 R	MoS_2	Malachit
Pyrit	FeS_2	<i>Sulfate (Molybdate)</i>
Realgar	As_4S_4	Baryt
Wurtzit	ZnS	Wulfenit
Zinkblende	ZnS	
b) Komplex-Sulfide (Sulfosalze)		<i>Phosphate</i>
Arsenkies	$FeAsS$	Apatit
* Baumhauerit	$Pb_3As_4S_9$	Goyazit (Hamlinite)
Boulangerit	$Pb_5Sb_4S_{11}$	<i>Silikate</i>
* Dufrenoysit	$Pb_8As_8S_{20}$	Adular
* «fasriges Sulfosalz»		Albit
* Hatchit	$PbTlAgAs_2S_5$	Fuchsit
Hutchinsonit	$PbTlAs_5S_9$	Hemimorphit
* Imhofit	$Tl_6CuAs_{15}S_{40}$	Hyalophan
Jordanit	$Pb_{13}As_7S_{23}$	Muskowit
* Lengenbachit	$Pb_{37}Ag_7Cu_6As_{23}S_{78}$	Oellacherit
* Liveingit	$Pb_9As_{13}S_{23}$	Phlogopit
Lorandit	$TlAsS_2$	Prehnit
* Marrit	$PbAgAsS_3$	Skapolith
* Nowackiit	$Cu_6Zn_3As_4S_{12}$	Talk
Proustite	Ag_3AsS_3	Turmalin
Pyrrargyrit	Ag_3SbS_3	
* Rathit	$Pb_3As_5S_{10}$	
Seligmannit	$Cu_2Pb_2As_2S_6$	
* Sinnerit	$Cu_{1,4}As_{0,9}S_{2,1}$	
Skleroklas	$PbAs_2S_4$	
* Smithit	$AgAsS_2$	
Stephanit	Ag_3SbS_4	
Tennantit	$Cu_{12}As_4S_{13}$	
Tetraedrit	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$	
* Trechmannit	$AgAsS_2$	
* Wallisit	$PbTlCuAs_2S_5$	
Xanthokon	Ag_3AsS_3	

* = bisher nur aus dem Lengenbach bekannt.

Enargit, Geokronit. Aus der recht ansehnlichen Zahl von Mineralarten unter den Sulfosalzen, die nur aus dem Lengenbach bekannt sind, ist leicht ersichtlich, dass das Hauptinteresse bei dieser Mineralgruppe liegt. Die Zusammenstellung in Tab. I zeigt ausserdem, dass die Komplex-Sulfide des Lengenbachs durch folgende Bruttoformel zu charakterisieren sind:



Dabei steht Me für die Metallelemente Pb, Cu, Ag, Tl (nach abnehmender Häufigkeit); bei den Sprödmetallelementen ist Arsen das dominierende Element, Antimon ist im Lengenbach von völlig untergeordneter Bedeutung.

Lange Zeit wurde angenommen, dass Sulfosalz-Vererzungen nur an einer einzigen Stelle im Tal, eben im Lengenbach, vorkämen. Neuere Untersuchungen (GRAESER, 1965) zeigten jedoch, dass diese Annahme unzutreffend ist, und dass fast alle Dolomit-Aufschlüsse des Tales mehr oder minder grosse Mengen an Sulfosalz-Mineralien enthalten, wobei jedoch im chemischen Aufbau dieser Mineralien charakteristische Änderungen auftreten. Anhand einer systematischen Untersuchung der ausserhalb des Lengenbachs am häufigsten vorkommenden Sulfosalz-Vertreter, der Fahlerz-Gruppe, ergab sich, dass im allgemeinen mit steigender Entfernung vom Lengenbach der Ersatz von Arsen durch Antimon zunimmt und bis zu reinem Tetraedrit führen kann. Dasselbe Ergebnis lieferte die Untersuchung an verschiedenen Jordaniten und führte somit zum Nachweis des (AsSb)-Äquivalentes von Jordanit, dem Geokronit. In Fig. 2 sind einige der wichtigsten Sulfosalz-Mineralien des Binntales nach ihrer chemischen Zusammensetzung im Dreieck-Diagramm $2\text{MeS}(\text{Me}_2\text{S})\text{-As}_2\text{S}_3\text{-Sb}_2\text{S}_3$ dargestellt. Von den auf dem Ast $2\text{MeS-As}_2\text{S}_3$ liegenden Verbindungen wurden die Arsen-reichsten (Skleroklas, Rathit I, Baumhauerit, Rathit II [= Liveingit]) bisher ausschliesslich im Lengenbach nachgewiesen, die Arsen-ärmeren Mineralien hingegen treten sowohl ausserhalb des Lengenbachs als auch ausserhalb des Binntales auf (Ausnahme: Lengenbachit). Ganz allgemein lässt sich daraus

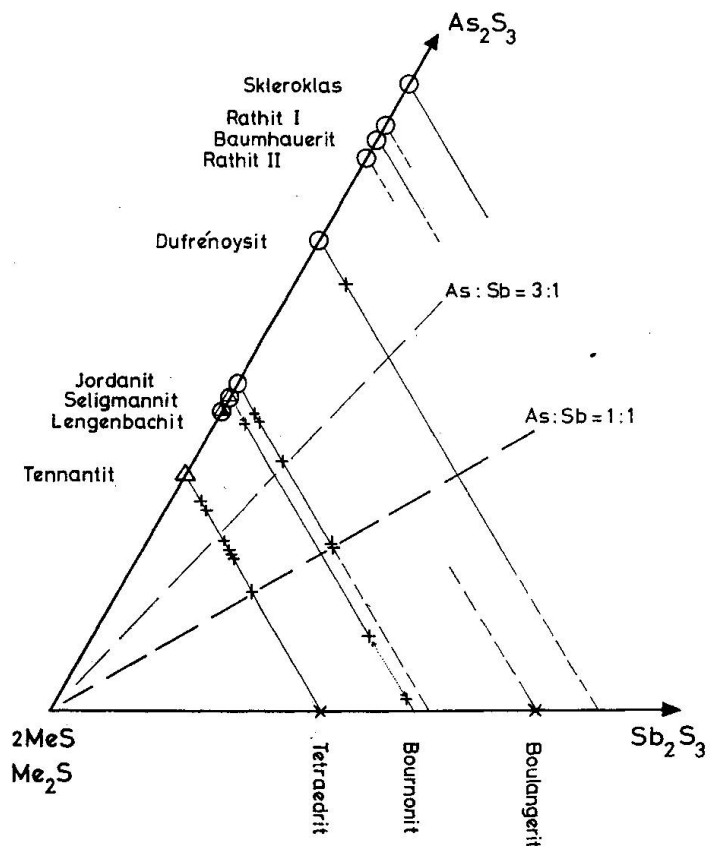


Fig. 2. Teildreieck $2\text{MeS}(\text{Me}_2\text{S})\text{-As}_2\text{S}_3\text{-Sb}_2\text{S}_3$. Mit X-Signatur werden Mischkristallglieder bezeichnet, die ausserhalb des Lengenbachs nachgewiesen wurden.

ableiten, dass ausserhalb der Fundstelle Lengenbach vorzugsweise solche Sulfosalz-Vertreter anzutreffen sind, die

- einen geringen Gehalt an Sprödmetallen (As, Sb) überhaupt benötigen – und
- einen teilweisen bis vollständigen Ersatz des Arsens durch Antimon ermöglichen, die also zur Mischkristallbildung neigen.

Erstaunlicherweise sind solche gesetzmässigen Änderungen nicht nur im grossen Rahmen – dem gesamten Binntal – feststellbar, sondern auch im Kleinbereich, bezogen auf das Areal der Grube Lengenbach: sogar innerhalb dieses eng begrenzten Raumes zeigen die Sulfosalz-Mineralien eine typische Abfolge nach ihrer chemischen Zusammensetzung. Diese Zonierung der Mineralien äussert sich im Lengenbach etwa folgendermassen: in der tiefsten, am weitesten südlich gelegenen Region der Grube (vgl. Fig. 3) treten die Arsen-reichsten Mineralien wie Realgar, Auripigment, Skleroklas, etc. («Zone 1»), gleichzeitig auch die Thallium-reichsten (Lorandit, Imhofit) auf, gegen Norden zu folgen immer Arsen-ärmere Mineralien (Dufrenoyisit, Jordanit, Lengenbachit, «Zone 2») und schliesslich vorwiegend Bleiglanz und Jordanit («Zone 3»). Die Zonierung ist so sauber durchgeführt, dass man auf ein und derselben Stufe jeweils nur Mineralien mit ähnlichem Arsen-Gehalt finden kann (demnach wird also normalerweise nie Bleiglanz direkt neben Realgar vorkommen). Diese Eigenheit ist übrigens bei der sehr mühsamen Bestimmungsarbeit der Lengenbacher Mineralien eine recht grosse Hilfe. Ein Versuch zur Deutung dieser eigentümlichen Zonierung der Sulfosalz-Mineralien soll weiter unten diskutiert werden.

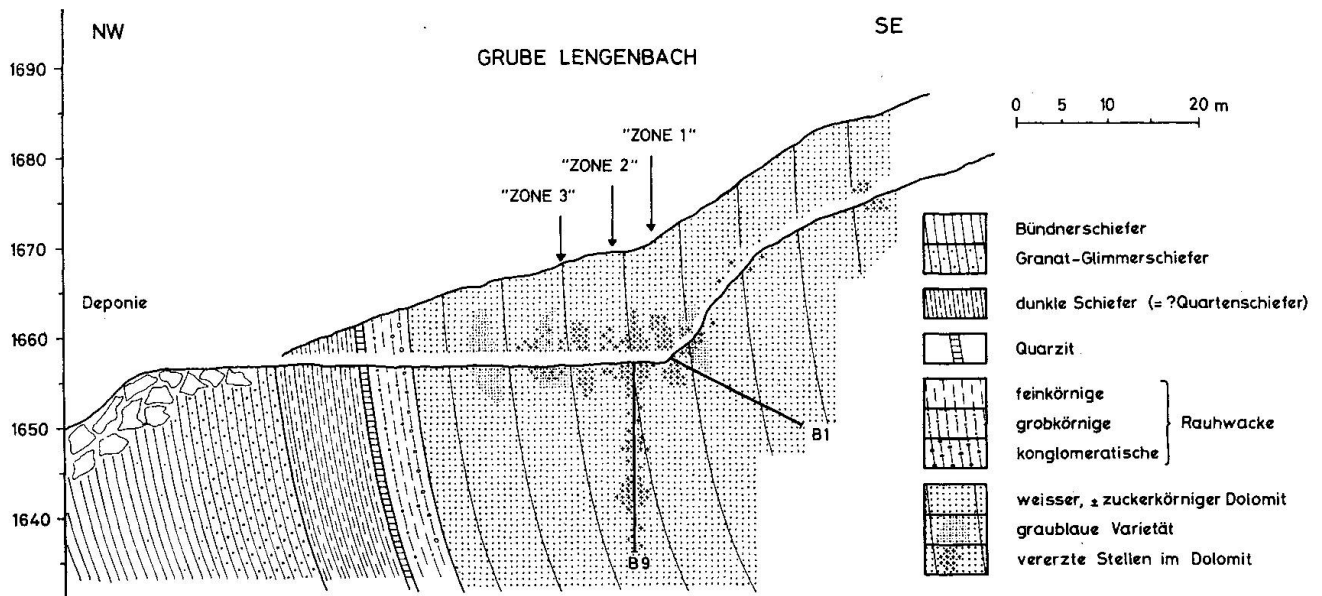


Fig. 3. Profil durch den Dolomit in der Grube Lengenbach (etwas schematisiert). Die Haupt-Vererzungen liegen im stratigraphisch jüngsten Teil des Dolomites.

4. Die Entstehung der Sulfosalz-Vererzungen

Obwohl im Lengenbach seit annähernd 150 Jahren seltene Mineralien abgebaut werden, sind die Erklärungsversuche für ihre Entstehung relativ jung. Trotzdem wurden aber schon früh wichtige Gesetzmässigkeiten erkannt, wie z. B. Verdrängungserscheinungen, durch die Arsen-ärmere Mineralien sukzessive durch Arsen-reichere Glieder ersetzt werden. Die älteren Deutungsversuche gingen meist von der unzutreffenden Annahme aus, dass nur im Lengenbach eine Sulfosalz-Vererzung vorliege, woraus z. B. BADER (1934) schloss, dass sämtliche zur Bildung der Sulfid-Mineralien nötigen Stoffe (einschliesslich Arsen) schon vor Beginn der alpidischen Metamorphose im Lengenbacher Dolomit

vorgelegen hätten, die dann durch die Metamorphose zu dem jetzigen Zustand umgeformt worden wären.

Nach den neueren Untersuchungen scheint uns eine andere Erklärung wahrscheinlicher, die sich von der obigen Hypothese vor allem dadurch unterscheidet, als wir annehmen, dass Arsen erst zu einem späteren Zeitpunkt von aussen zugeführt wurde. Nach unserer Theorie hätte sich der Vorgang etwa folgendermassen abgespielt:

I. Im Dolomit lag in voralpiner Zeit ein primärer Mineralbestand synsedimentärer Entstehung vor, der etwa Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Baryt, etc. umfasste, vergleichbar mit vielen anderen Erz-Vorkommen im Dolomit der Alpen.

II. Gegen Ende der alpidischen Metamorphose drangen As-Cu-Ag-Tl-Sb-etc.-haltige Lösungen in den Dolomit ein und reagierten mit den dort vorhandenen Erzen unter Bildung der diversen Sulfosalz-Mineralien. Dabei bildeten sich zunächst die Arsen-ärmsten Mineralien (Jordanit), die bei weiterer Arsen-Zufuhr sukzessive durch Arsen-reichere verdrängt wurden; zur Ausscheidung von freiem Arsen-Sulfid (Realgar, Auripigment) kam es erst, nachdem die Sulfosalze an Arsen gewissermassen abgesättigt waren. Das erklärt die Tatsache, dass Realgar und Bleiglanz nicht unmittelbar miteinander assoziiert sein können: aus Bleiglanz + Realgar hätte sich ein Sulfosalz gebildet. In den Lösungen musste die Konzentration von Arsen um ein vielfaches höher gewesen sein als diejenige von Antimon; damit wurde die Sättigungsgrenze für Arsen früher erreicht, so dass dieses Element aus der Lösung ausfiel, während Antimon noch weiterhin gelöst und transportabel blieb. Daraus erklärt sich die Tatsache, dass mit zunehmender Entfernung vom Lengenbach der Gehalt an Sprödmetallen insgesamt abnimmt und gleichzeitig das Arsen in zunehmendem Mass durch Antimon ersetzt wird.

III. Die in den hydrothermalen Lösungen angereicherten Stoffe wie Arsen, Kupfer, etc. stammen aus den weiter südlich anstehenden Gneisen, in denen – nach intensiver Suche – Anzeichen einer recht weit verbreiteten Kupfer-Arsen-Vererzung gefunden wurden. Bei den wenigen, noch unzersetzt auftretenden Erzmineralien handelt es sich um Kupferkies und vor allem um ein Arsen-Fahlerz (mit ca. 85% Tennantit-Mol), das etwas Antimon und Spuren von Wismuth enthält, und das mit grösster Wahrscheinlichkeit den Arsen-Lieferanten für die Sulfosalz-Mineralien im Dolomit darstellte. Diese Lagerstätte wurde vermutlich in Zusammenhang mit der alpidischen Metamorphose zu einem beträchtlichen Teil remobilisiert, die Stoffe gingen in Lösung und wurden dann im Dolomit wieder abgesetzt.

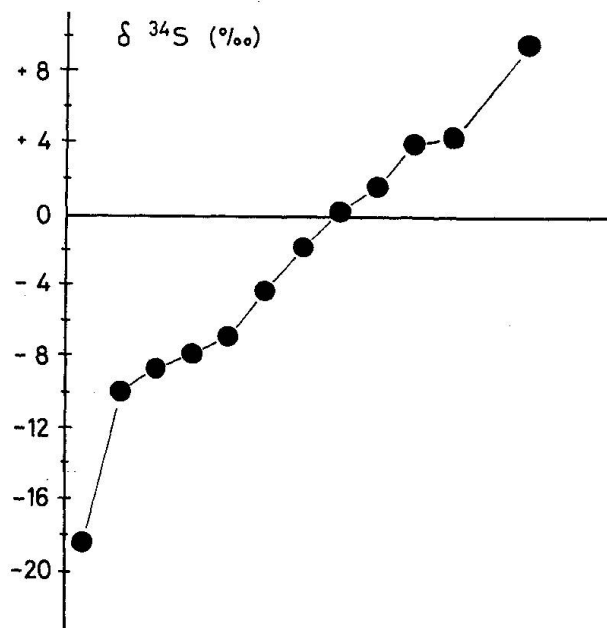


Fig. 4. Schwefelisotopen-Zusammensetzung von Bleiglanzen aus dem Binntal. Ganz rechts oben befindet sich der Punkt für einen Bleiglanz aus den Gneisen, gegen links unten folgen Bleiglanze aus verschiedenen Dolomit-Aufschlüssen; der unterste Punkt steht für Lengenbacher Bleiglanz.

5. Untersuchungsergebnisse

a) *Isotopen-geochemische Untersuchungen.* In einer ersten Arbeit wurde die Schwefel-Isotopen-Zusammensetzung verschiedener Sulfid-Mineralien aus Dolomit und Gneis bestimmt (HOEFS und GRAESER, 1968). Die Resultate zeigten klar, dass die Primär-Erze im Dolomit wirklich – wie vermutet – sedimentärer Entstehung sind, mit grossem Anteil an leichtem Schwefel ^{32}S ($\delta^{34}\text{S}$ um -20‰), während die Erze aus den Gneisen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte ergaben, wie sie charakteristisch sind für hydrothermale Entstehung ($\delta^{34}\text{S}$ um $+10\text{‰}$). Zwischen diesen Extremwerten existieren jegliche Übergangswerte bei Sulfiden aus dem Dolomit, wie sie nur durch einen Mischvorgang zu erklären sind.

Grundsätzlich dasselbe Resultat lieferte eine Untersuchung der Blei-Isotopen-Zusammensetzung von Sulfid-Mineralien aus Dolomit und Gneis (GRAESER, 1968). Die primären Dolomit-Bleiglanze zeigten Isotopen-Zusammensetzungen mit niedrigen Gehalten an radiogenem Blei, während Gneis-Bleiglanz stark erhöhte Gehalte an radiogenem Blei aufwies, das infolge des Lösungstransportes aus dem Gneis aufgenommen wurde (Zerfallsprodukt aus Uran-Spurengehalt im Gneis). Auch hier liegen wiederum Zwischenwerte aus den beiden Extremen vor, die auf einen Mischvorgang schliessen lassen.

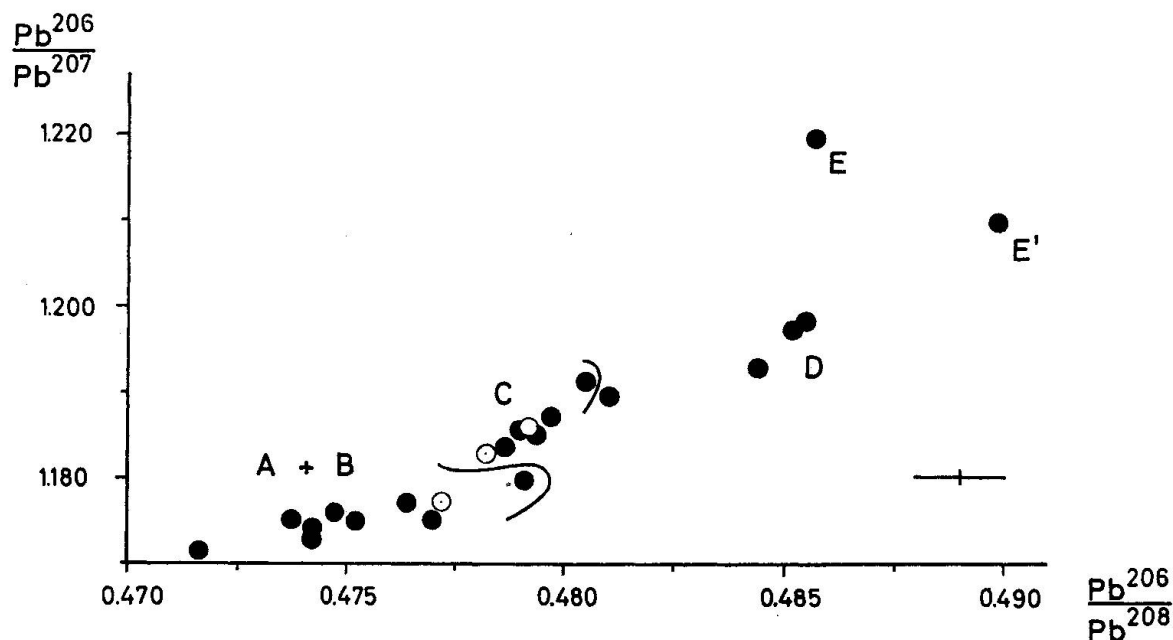


Fig. 5. Blei-Isotopen-Zusammensetzung von Bleiglanz und Sulfosalzen (leere Kreise) aus dem Binntal. Die Punkte bei E und E' sind Bleiglanze aus den Gneisen, sämtliche anderen stammen aus verschiedenen Dolomit-Aufschlüssen.

b) *Mineralogische Befunde.* Bei der Suche nach einer Arsen-Vererzung in den Gneisen wurden am selben Tag zwei Mineralproben gesammelt, die sich bei der nachfolgenden Untersuchung als neue Mineralarten erwiesen (GRAESER, 1966). Beide Mineralien, Cafarsit und Asbecasit, sind Arsenat- resp. Arsenit-Mineralien mit recht hohen Arsenoxid-Gehalten (ca. 60% As_2O_3 , resp. As_2O_5). Wenig später wurde ein weiteres sehr seltenes Arsenat-Mineral entdeckt, das YAsO_4 Chernovit (GRAESER et al. 1973) und vor kurzem noch ein Mineral der Chlorotil-Mixit-Gruppe, also ein Kupfer-Arsenat (GRAESER und ROGGIANI, 1975). Es liegt auf der Hand, dass zwischen den Arsenat-Mineralien und der Arsen-Lagerstätte ein Zusammenhang etwa folgender Art bestehen muss: während der alpidischen Metamorphose wurden die Sulfid-Mineralien der Arsen-Lagerstätte im Verlauf eines Remobilisierungs-Prozesses teilweise gelöst und wanderten als Lösungen im Temperaturgefälle gegen Norden. Beim Transport dieser Lösungen durch die Gneise wurde ein Teil

des gelösten Materials aufoxidiert und kristallisierte in den Mineralklüften aus unter Bildung der merkwürdigen Arsenat-Mineralien.

Dass dieser Stofftransport auch heute noch nicht völlig abgeklungen ist, beweist schliesslich die Existenz einer Mineralquelle auf der unmittelbar südlich der Lagerstätte gelegenen Alpe Veglia (Italien), deren Wasser einen beträchtlichen Arsen-Gehalt aufweist.

6. Schlussfolgerungen

Zusammenfassend kann man also festhalten, dass die Entstehung der merkwürdigen Blei-Arsen-Erzminerale im Binnental auf einen zumindest zweiphasigen Vorgang zurückzuführen ist. Dieser etwas komplizierte Vorgang erklärt auch die – sonst kaum auf befriedigende Weise erklärbare – Einmaligkeit dieser Erzminerale, da zu seinem Zustandekommen 3 Bedingungen erfüllt werden mussten. Es brauchte dazu nämlich:

1. einen primären Erzbestand im Dolomit;
2. einen Arsen-Lieferanten im Rückland (die Cu-As-Lagerstätte im Gneis);
3. einen Vorgang, der die beiden Komponenten miteinander vereinigte: die alpidische Metamorphose.

Literatur-Hinweise

- BADER, H. (1934): Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentals. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 14, 319.
- GRAESER, S. (1965): Die Mineralfundstellen im Dolomit des Binnentals. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45, 597.
- (1966): Asbecasit und Cafarsit, zwei neue Mineralien aus dem Binnental (Kt. Wallis). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46, 367.
- (1968): Lead isotopes and minor elements in galenas and sulphosalts from Binnental. Earth and Planet. Sci. Letters, 4, 384.
- GRAESER, S., H. SCHWANDER, H. A. STALDER (1973): A solid solution series between xenotime (YPO₄) and chernovite (YAsO₄). Mineral. Mag. 39, 145.
- GRAESER, S. and A. G. ROGGIANI (1975): [Occurrence and genesis of some rare arsenate and phosphate minerals around Pizzo Cervandone, Italy/Switzerland. Erscheint in italienischer Zeitschr.]
- HOEFS, J. und S. GRAESER (1968): Schwefelisotopenuntersuchungen an Sulfiden und Sulfosalzen des Binnentals. Contr. Mineral. and Petrol. 17, 165.
- Jahrb. Naturhist. Museum Bern 1966–1968: Die Mineralfundstelle Lengenbach im Binnental. Bern, 1968, 83 p.
- NOWACKI, W. (1969): Zur Klassifikation und Kristallchemie der Sulfosalze. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 49, 109.
- WUENSCH, B. J. und W. NOWACKI (1963): Zur Kristallchemie des Sulfosalzes Cuarrit. Chimia 17, 381.

2. Unterwallis – Rhoneknie

8.–10. Oktober 1974

von Theodor Hügi (Bern) und Jürgen F. von Raumer (Fribourg)

Teilnehmer:

G. DESSAU (Pisa)	G. NOLLAU (Erlangen)
V. KÖPPEL (Zürich)	Frau NOLLAU (Erlangen)

Einführung (J. v. R.)

Ein für die Jahreszeit ausgesprochen winterliches Wetter mit starken Schneefällen bis zu tiefen Lagen hinab veranlasste eine teilweise Änderung des vorgesehenen Programms. Trotzdem konnte den noch verbleibenden, optimistischen Teilnehmern die prinzipielle Thematik an vollwertigen Ersatzaufschlüssen vorgeführt werden, nämlich die Petrographie und Lagerstättenkunde im Bereich von Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massiv.

Basierend auf der detaillierten Kartierung von CORBIN und OULIANOFF konnte der Verfasser in den letzten Jahren eine Übersicht über die petrogenetischen Ereignisse in diesen polykristallinen Kristallinbereichen aufstellen (VON RAUMER 1971a, b). Diesem Zeitschema zufolge kann ein vorvariszischer Altkristallin-Sockel ausgeschieden werden, der in seiner Vielfalt besonders gut im Aiguilles-Rouges-Massiv aufgeschlossen ist, während im Mont-Blanc-Massiv ein mächtiger jüngerer Granitkörper und die verstärkte alpine Metamorphose die älteren Einheiten stärker beeinflussten.

Als älteste petrographische Einheiten liegen Metasedimente von quarzitische bis zu pelitische Zusammensetzung vor, denen sich verschiedenartige karbonathaltige Horizonte einschalten. Zu diesen Metasedimenten gesellen sich fernerhin saure und basische Magmatite, die heute als Metabasite und Orthogneise vorliegen. Für diese älteren Serien lassen sich folgende Mineralparagenesen feststellen:

Pelite bis Quarzite: Disthen – Staurolith – Granat – Biotit – Plagioklas – Quarz.

Unter diesen Gesteinen sind quarzführende Biotit-Plagioklas-Gneise die verbreitetsten Typen, denen sich häufig granatreiche Lagen einschalten. Disthen und Staurolith dagegen sind nur lokal anzutreffen, und zwar Disthen nach BELLIERE (1954) im Bereich des Lac Noir (Koord.: IGN 950.120/117.800) und in der Nähe des Col de Salenton (Koord.: IGN 949.960/122.130) und Staurolith (BELLIERE, schriftl. Mitt.) in der Nähe des Col de Salenton (Koord.: IGN 950.480/122.230). Der Verfasser konnte neuerdings noch folgende Fundorte feststellen: Disthen in der Umgebung von Emosson (im Bereich von Koord.: LTS 559.870/103.680 bis 560.040/103.230) an mehreren Lokalitäten, und Staurolith zusammen mit Disthen und Granat im Bereich von Emosson (Koord.: LTS 559.320/101.830, 560.560/102.550). Die genannte Paragenese erfährt aber durch spätere Prozesse eine Umwandlung, so dass Muskowit und Fibrolith die Biotit-Lagen durchziehen und Plagioklas in grossen Blasten das Gestein durchwächst. Granat, Staurolith und Disthen finden sich deshalb häufig reliktsch in Plagioklas. In eine abschliessende Phase sind fernerhin noch Cordierit und Andalusit zu stellen, von denen der letztere auch als hellrosa gefärbte Einzelindividuen in Quarzknuern auftreten kann.

Für die *Metabasite* gilt ganz allgemein die Mineralparagenese Granat – Diopsid – Hornblende – Plagioklas – Quarz. Verschiedene Entwicklungsstadien zeigen an, dass einige dieser Gesteine ihren Ursprung in eklogitischen Ausgangsparagenesen hatten.

Die *Karbonat-Horizonte* sind entweder durch Calzit – Diopsid – Quarz ± Hornblende ± Grossular ± Graphit gekennzeichnet, oder sie ähneln sehr stark Plagioklas-Amphiboliten mit vereinzelt Zoisit-Klinozoisit-Lagen.

Es wurde also allgemein die hohe Amphibolitfazies erreicht: bei geeigneter Zusammensetzung trat eine partielle Aufschmelzung durch Anatexis auf, so dass vielfach Quarzite, Kalksilikatfelse und Metabasite als Rest-Boudins in den Anatexiten schwimmen. Die Zusammensetzung der anatektischen Mobilisate ist granodioritisch bis quarzdioritisch.

Die verbreiteten sauren Kalifeldspat-Augengneise sind entweder als ältere saure Magmatite anzusehen, die ebenfalls der Anatexis anheimfielen, oder es handelt sich bei homogenen Gesteinen um Granite, die als Endprodukte einer generellen Entwicklung die vorher genannten Gesteinsserien durchschlagen haben. Die zu diesem älteren metamorphen Zyklus gehörende Struktur ist generell N-S gerichtet.

Eine völlig neue tektonische Entwicklung zeigt sich im Zusammenhang mit NE-SW-gerichteten Blastomylonitzonen, die die älteren Strukturen schneiden. Es handelt sich um mesozonale Mylonite, die unter Bedingungen der Amphibolitfazies rekristallisierten. Eine allgemeine Körnelung der Feldspäte und Glimmer, die Neubildung von Granat und die Ausbildung von Quarzplatten sind für diese Gesteine typisch.

Es ist noch nicht sicher, ob die in den pelitischen Gesteinen ausgebildeten Paragenesen mit Granat-Staurolith-Disthen als paralleles Ereignis zu diesen Vorgängen anzusehen sind, oder ob es sich um Relikte der älteren Metamorphose handelt, doch ist die letztere Annahme die wahrscheinlichere.

Die Blastomylonite beschränken sich nämlich auf relativ schmale Zonen. Mit diesen neu aufreissenden tektonischen Richtungen wird eine Vergitterung von Grossstrukturen erzeugt, so dass nun ein Schollenmosaik im kristallinen Untergrund alle weiteren Vor-

gänge beeinflusst. In der Umgebung der Blastomylonite ist die Ausbildung eines Schlingenganges auffällig, und eine verstärkte Bildung von Biotit scheint auch mit ihnen zusammenzuhängen. Häufig zeigt sich auch eine verstärkte Plagioklas-Metablastese.

Nimmt man an, dass am Ende des älteren metamorphen Zyklus (Paläozoisch) bei der Ausbildung der Blastomylonitzonen eine Überdeckung von ungefähr 20 km Gestein vorhanden war, dann darf man wohl mit einem entsprechenden lithostatischen Druck rechnen, während P_{H_2O} am Ende dieser Ereignisse wohl im Vergleich zu P_{tot} relativ klein gewesen sein dürfte.

In einer darauffolgenden Phase ist die Genese und Mobilisation derjenigen Gesteine anzusetzen, die man unter dem Begriff «Pinit-Granodiorit» zusammenfassen kann. Diese Gesteinskörper scheinen in ihrer Entwicklung an die NE-SW-Lineamente gebunden zu sein. Sie sind charakterisiert durch das Auftreten von Cordierit (Pinit), aber auch Granat und sogar Fibrolith. Eine Mobilisation derartiger Gesteine ist an einen Druck gebunden, der geringer war als derjenige, der im älteren Kristallin vorherrschte. Vermutlich haben langsame Hebungsprozesse und andauernder Stofftransport an den tektonischen Lineamenten dazu geführt, dass P_{H_2O} wieder dem lithostatischen Druck entsprach, so dass dann bei niederen Drucken (infolge der Hebung) eine Mobilisation der Pinit-Granodiorite möglich war, wobei das Auftreten von Cordierit und Granat in den Mobilisaten nach HIRSCHBERG und WINKLER (1968) für einen Druckbereich von 4–5 kb P_{tot} spricht, und zwar bei einer Bildungstemperatur von ungefähr 650–700° C. Zu berücksichtigen sind fernerhin die neuesten Daten von HOSCHEK (1974), nach denen auch die Anwesenheit von Al-reichen Glimmern in den Ausgangsgesteinen einen Schmelzvorgang erleichtern können, bei dem Cordierit als Restprodukt übrigbleibt.

Diese erneute Anatexis II ist in ihrer zeitlichen Stellung noch nicht gesichert, doch scheint sie als ein wichtiger Markstein zwischen kaledonischem Altkristallin und variszischer Entwicklung darzustellen.

Granitische Gesteine wie die Granite von Vallorcine und Montenvers sind in die spätere Folge dieses Prozesses einzuordnen, und schliesslich stellen die Oberkarbon-Granite (Mont-Blanc, Pormenaz) das Endstadium der Kristallin-Entwicklung dar. Ihre Platznahme wird durch die vorgegebene Vergitterung tektonischer Strukturen gesteuert.

Weitere Hebungen und Verstellungen längs der Lineamente bilden schliesslich den Abschluss der tektonischen Entwicklung, und in einzelnen Grabenregionen kann sich der Detritus als Oberkarbon-Perm ablagern.

Vor dem Einsetzen des Oberperm ist noch eine leichte Metamorphose festzustellen (LAURENT 1968), die wohl mit dem Aufdringen permischer Quarzporphyre und Mikrogranite zusammenhängt. Seit der Trias erfolgt eine lückenhafte Bedeckung der Kristallinbereiche, und die mesozoischen Einheiten werden dann genauso wie das Altkristallin von alpinmetamorphen Vorgängen erfasst. Die parallel-verlaufenden Ereignisse und Deformationen sind im Sockel und in der mesozoischen Hülle entsprechend den mechanischen Gegebenheiten unterschiedlich, denn parallel zu grossräumiger Schieferung, Faltung und Überschiebung des Oberbaus erfolgt eine allgemeine Zerschierung des unteren Stockwerks, die weitgehend älteren Vorzeichnungen folgt. Aiguilles-Rouges- und Mont-Blanc-Massiv zeigen hierbei eine unterschiedlich starke metamorphe Umwandlung (VON RAUMER 1974), da in den Aiguilles Rouges vornehmlich Gesteine mit Pumpellyit-Prähnit zu finden sind, während im Mont-Blanc-Bereich Mineralien der Grünschieferfazies gebildet werden.

Dienstag, 8. Oktober 1974

Altkristallin des Aiguillis-Rouges-Massivs an der Strasse Salvan-Georges de Trient (J. v. R.)

In diesem schon klassischen Profil (MEYER 1916) lassen sich besonders gut die Gesteinsserien erkennen, die der älteren Metamorphose unterlagen. Im flach gelagerten Bau erkennt man vor allem homogene, mächtige Serien von Biotit-Plagioklas-Gneisen (granodioritische bis quarzdioritische Zusammensetzung), denen sich vereinzelte granatführende Horizonte einschalten. Als weitere Einlagerungen finden sich kalksilikathaltige Bänder und vor allem mächtige Biotit-Amphibolit-Lagen (Biotit-Plagioklas-Hornblende-Quarz-

Titanit) und Biotit-Quarzite. Eine Feinfältelung in dünnen Quarz-Feldspat-Bändchen weist darauf hin, dass sich in diesem einfach erscheinenden, flach lagernden Grossbau flach liegende Faltenachsen verbergen. Partielle Anatexis erfasste die homogenen Biotit-Plagioklas-Gneise, so dass die älteren Serien teilweise diskordant von den mächtigen Mobilisaten abgeschnitten werden. Diese erscheinen heute als flasrige Biotit-Plagioklas-Gneise, mit den Hauptgemengteilen Biotit-Plagioklas-Quarz, doch treten zusätzlich in den Biotitlagen noch Muskowit, Fibrolith und auch vereinzelt Kalifeldspat auf. In den amphibolitischen Gesteinen dagegen fallen schmale Metatekte aus Quarz-Plagioklas mit grossen Hornblende-Individuen auf, die ganz im Sinne von MEHNERT und BÜSCH (1966) und BÜSCH (1970) als dioritische Mobilisate zu deuten sind. Wir können daraus schliessen, dass die erwähnten Gesteinsserien Bedingungen unterlagen, die einem Druck von 4–6 kb bei 680–750° C entsprachen.

Am Nachmittag wurden im Bereich von Fully und Masembroz die heterogenen Gesteinsserien angesehen, die hier unter dem Namen «Pinit-Granodiorit von Fully» zusammengefasst werden sollen (s. auch KRUMMENACHER 1959). In vielen Fällen erkennt man schlierige Reliktpartien, die von unregelmässigen Bahnen Cordierit-haltiger Mobilisate durchzogen werden. Wir erkennen in den verschiedenen Aufschlüssen (Masembroz, Branson, Rhoneknie), wie diese verschiedenen schlierigen Partien ineinander übergehen, also keine scharfen Grenzen aufweisen. Lokal gibt es aber auch im Grossbereich homogene, diskordante Pinit-Granodiorite. Ihre modalen Verhältnisse entsprechen einheitlich einer granodioritischen Zusammensetzung. Für die Bildungsbedingungen dieser Gesteine wurden bei der Diskussion 4–5 kb bei 650–700° C angenommen.

Man kann sich aber auch fragen, ob nicht ein gewisser Anteil der sehr häufig auftretenden Cordierite im Magma selbst gebildet wurde. Infolge eines gewissen Wassermangels können Mineralreaktionen wirksam werden, bei denen (anstelle der Bildung der üblichen Mafite Hornblende oder Biotit) wasserfreie Reaktionen bevorzugt werden, die zur Bildung von Kalifeldspat und Cordierit führen.

Mittwoch, 9. Oktober 1974

Altkristallin im Bereich von Trient (Mont-Blanc, Arpilles) und Karbon der Salvan-Mulde (J. v. R.)

Infolge des Schneefalles wurden anstelle der Gesteine bei Petoudes am Vormittag Aufschlüsse in der Umgebung der Wasserfassung von Trient besucht (Koord.: LTS 565.990/98.460, 566.570/98.000).

Im ersten Aufschluss an der Strasse zur Wasserfassung stehen biotitführende Kalifeldspatgneise an, die in ihrer westlichen Fortsetzung als Granit von Montenvers bezeichnet werden können. In vielen Aufschlüssen handelt es sich um ein gestrecktes, granitoides Gestein mit zahlreichen Einschlüssen, wie z. B. in den Gletscherschliffen des Mer de Glace bei Montenvers. Dieses Gestein, das schon von CORBIN und OULIANOFF besonders kartiert worden war, fällt vor allem durch seine grossen, dunklen Biotite im Handstück auf. Seine Einstufung erweist sich aber als schwierig, da alpine Metamorphose ehemalige Gesteinsverbände verwischte. Es handelt sich um ein zerschertes, granitoides Gestein mit Mikroklin-Perthit, Plagioklas, Quarz und grobkörnigem, dunklen Biotit. Eine ähnliche Ausbildung kann in zentralen Partien des Mont-Blanc-Granits erkannt werden. Es ergeben sich aber auch gewisse Beziehungen zum Valloireine-Granit, und infolge der diskordanten Richtung in bezug auf den Mont-Blanc-Granit scheint es sich um eine ältere, gangartige Füllung zu handeln, die als Vorläufer des Mont-Blanc-Granits anzusehen ist. Alpine Metamorphose hat diese Gesteine zonenweise stark beeinflusst, und so erkennt man im Dünnschliff augenförmige Partien von Kalifeldspat und Plagioklas, die von Quarzmörtel umgeben werden. Der grobblättrige Biotit mit Einlagerungen von Rutil ist relativ gut erhalten, zeigt aber Schleppung und Zerschierung dort, wo er mit den dünnen Mörtelbahnen in Berührung kommt. Kleinblättriger, blassbrauner Biotit kann dann den Altbiotit kranzartig umsäumen oder zusammen mit Quarz ein feinkörniges Aggregat bilden. Die grossen Plagioklasindividuen sind in ihrer Zusammensetzung nicht mehr zu bestimmen, da sie vollkommen durch ein feines Gemenge von Serizit und vor allem Zoisit/Klino-

zoisit gefüllt sind. Aus der Menge der Zoisit-Mineralien zu schliessen dürfte es sich eher um Oligoklas-Andesin gehandelt haben. Eine chemische und petrographische Charakterisierung der verschiedenen Magmatite im Bereich des Mont-Blanc-Massivs wird durchgeführt.

Zum Altkristallin des Mont-Blanc-Massivs gehören die grobkörnigen Augengneise des zweiten Aufschlusses bei der Wasserfassung von Trient. Es handelt sich um heterogene Serien, die in ihrer Zusammensetzung von feinkörnigen, granitischen Gneisen bis zu groben Augengneisen variieren, die vor allem durch das Auftreten sehr grosser Kalifeldspat-Augen bis zu 10 cm Grösse auffallen. Makroskopisch gesehen handelt es sich um Streifengneise, die hin und wieder reliktsich eine steilachsige Verformung zeigen. Ihr äusserer Aspekt erinnert stark an grobe Migmatite, doch bleiben die grossen Kalifeldspat-Augen meistens reliktsich als Strukturmerkmale erhalten. Unter dem Mikroskop erkennt man ein mittelkörniges Pflastergefüge aus frischem Mikroklin zusammen mit Plagioklas und Quarz, dem sich vereinzelt, sehr grosse Kalifeldspate einlagern. Diese sind sehr stark perthitisiert und zeigen zum Teil auch eine Verheilung durch einen neuen, frischen Mikroklin. Jüngste Gefügemerkmale sind Mörtelzonen und Bänder aus feinkörnigem Hellglimmer oder Biotit. Albit zeigt sich als eine stark vertretene Komponente, die viele Korngrenzen und Risse besetzt. Wahrscheinlich ist infolge vieler Vergleichsmöglichkeiten in anderen Aufschlüssen die Geschichte vielphasig: Älteste Relikte: Grosskalifeldspate als Strukturrelikte, stark verheilt durch Kalifeldspat und in einer späteren Phase stark perthitisiert. Grundmasse ist wohl eine Rekristallisationsstruktur, wahrscheinlich infolge des Einflusses der älteren Anatexis. Letzte Phase: erneute Rekristallisation durch spätvariszische und alpine Vorgänge. Im Ursprung könnte es sich um saure Magmatite vom Typ Keratophyr mit den begleitenden Tuffen und Sedimenten handeln (Diskussion hierzu, s. VON RAUMER 1971 a).

Die alpine Metamorphose hat diese Gesteine häufig zu Plattengneisen umgewandelt, in denen die Kalifeldspat-Augen boudinartig auseinandergezerrt wurden (VON RAUMER 1971 a). Streckungsbeträge einzelner Kristalle bis zu 300% sind nachzuweisen. Die sich öffnenden Streckungsfugen, meistens parallel zu wichtigen Spaltbarkeiten des Kristalls, werden vor allem durch Quarzfiedern verheilt, doch finden sich als weitere Gemengteile Albit, Epidot und Chlorit. Die Flüssigkeitseinschlüsse in den Quarzfiedern zeigen graduell verschiedene Füllung und damit auch unterschiedliche Bedingungen des Öffnens dieser Spalten an.

Ganz andere Gesteine treten im Bereich des Arpilles-Massivs auf. Schon OULIANOFF (1924) kartierte hier mächtige Marmorserien aus. Im Bereich von Tête Noire erkennen wir eine Wechsellagerung von Biotitgneisen mit kalksilikathaltigen Partien und Graphitmarmoren, und diese bunte Abfolge wiederholt sich noch mehrmals infolge Spezialfaltung. Die wichtigsten anstehenden Gesteine sind Biotit-Plagioklas-Gneise (Biotit, Plagioklas, Quarz, Hellglimmer, Fibrolith, Turmalin) und karbonatführende Gesteine (Calzit, Granat, Diopsid, Plagioklas, ± Hornblende, ± Graphit).

Die Biotit-Plagioklasgneise können als Metasedimente gedeutet werden, doch könnte es sich auch um ältere Anatexite handeln, die durch eine spätere Biotitbildung und das Auftreten von Hellglimmer, Fibrolith und Turmalin verändert wurden.

Die Karbonat-Serien bedürfen einer Diskussion, denn im Massiv sind zwei Typen zu unterscheiden. Sie erscheinen einmal als mächtige Karbonathorizonte mit Kalksilikaten und Graphit, wie sie z. B. typisch sind im Arpilles-Massiv und im Bereich von Fully. Fernerhin gibt es aber noch boudinartige Reliktstrukturen von Kalksilikatfelsen, die meistens in Anatexiten anzutreffen sind. Gehören beide Typen zu einer Serie, wobei die mächtigeren Horizonte infolge ihrer Resistenz gut erhalten blieben, oder handelt es sich bei den letzteren um jüngere Bildungen, die einen neuen Sedimentationszyklus beinhalten? Hinweise für derartige Hypothesen finden sich auch im Bereich von Trient-Alpe Bovine und im SW des Mont-Blanc-Massivs in der Umgebung des Col de la Seigne.

Das Strassenprofil dieser bunten Serien wird im Norden durch den tektonischen Kontakt mit Oberkarbon-Sedimenten begrenzt. Bis nach Châtelard stehen Wechsellagen von mächtigen Konglomeraten, Sandsteinen und dunklen Schiefen an, die infolge ihrer unterschiedlichen Deformierbarkeit interessante Gefügestudien erlauben. Vergleichende Mes-

sungen zeigen eine einheitliche Grossstruktur von Sätteln und Mulden an, die aber infolge späterer Tektonik noch zerschuppt wurden, so dass sich heute an verschiedenen Lokalitäten Kristallin-Einheiten einschieben.

Starker Schneefall führte zu einem vorzeitigen Ende der Exkursion, doch wurde den Exkursionsteilnehmern noch am frühen Abend anhand einer Serie von Diapositiven die Möglichkeit geboten, die Petrographie des Mont-Blanc-Massivs noch einmal zu diskutieren und die Landschaft kennenzulernen, die ihnen das schlechte Wetter vorenthielt.

Donnerstag, 10. Oktober 1974

Lagerstätten am Mont Chemin (Th. H.)

Nach dem Morgenessen profitierte die Exkursionsgruppe vom aufhellenden Wetter. Vom Col de la Forclaz präsentierte sich das Mont-Blanc-Gebiet in winterlicher Pracht und die Sedimente der Mulde zwischen diesem und dem Aiguilles-Rouges-Massiv hoben sich vom Kristallin sehr gut ab. Herr von Raumer benützte die Gelegenheit, um das am Vortage durchlaufene Gelände im grösseren Zusammenhang zu erläutern. Nach diesem Blick gegen Westen wurde das Exkursionsgebiet des bevorstehenden Tages im Osten inspiziert: auf dem Mont Chemin lag Schnee bis auf die Höhe von 1000 m. Morphologisch hob sich das Kristallin des Mont-Blanc-Ostendes gut von den überlagernden helvetischen und penninischen Sedimenten vor und am Pierre Avoi (Zone von Sion-Courmayeur) ab. Am Mont Chemin stehen zur Hauptsache verschiedene ausgebildete Gneise des Altkristallins an, begleitet von granitischen Gesteinen und Quarzporphyren, alles, wie erwähnt, am Col des Planches und weiter östlich von Sedimenten überdeckt.

Nach vorsichtiger Fahrt auf glatteisbelegter Strasse wurde noch ein kleiner Halt im unteren Teil der Forclaz-Strasse eingeschoben, um den Teilnehmern wenigstens die stark deformierten, mesozoischen Einheiten im Bereich der Zone von Chamonix vorzuführen. Die Fahrt ging weiter entlang der Dranse bis Les Trappistes. Anhand von Beilagen wurde die geologische Situation des Mont Chemin erläutert. Da am ersten Exkursionstag die Uranvererzung an der Werkstrasse Finhaut-Emosson wegen Schnee nicht besucht werden konnte, wurde bei diesem Halt auf die Uranerzfunde im Gebiet des Col des Mines (ob Verbier) und auf die Uranprospektion in der Schweiz hingewiesen. Die Situation des aufgelassenen Bergwerkes Les Trappistes wurde anhand der Grubenpläne diskutiert. Mönche des Trappisten-Ordens bauten bereits im 18. Jahrhundert Bleierz ab und letztmals ging hier in den 40er Jahren dieses Jahrhunderts Bergbau auf Flussspat um. Von Sembrancher aus wurde über Vens bald der Parkplatz bei der Abzweigung nach Tête des Econduits erreicht. Im Namen der Bergbau- und Mineralgesellschaft (BEMINAG) hiessen uns die Herren Dr. H. Vogel und Diplom-Geologe B. Wutzler willkommen und orientierten über die seit 1971 im Gang befindlichen Schürfarbeiten auf Flussspat. Es sind im Gebiet der Tête des Econduits Kartier- und Aufschlussarbeiten, Schürfgräben und Schächte sowie Kernbohrungen ausgeführt worden. Im Bereiche der alten Stollen im Gebiet Tête des Econduits kann Flussspat über mehrere hundert Meter in wechselnder Mächtigkeit bis mehrere Meter nachgewiesen werden. Diese Gänge liegen nördlich der Lagerstätte Les Trappistes. Am Tête des Econduits gibt es Flussspatgänge, die beide in tektonisch wechselnd stark überprägtem Kristallin aufsetzen und allgemein gegen SE einfallen. Zwischen diesen Gängen und dem Gang von Les Trappistes kann kein direkter Zusammenhang nachgewiesen werden. Der nördliche Gang ist begleitet von granitoiden Gesteinen, wie tektonisch überprägtem Mont-Blanc-Granit und Quarzprophyren. Der südliche Gang ist vermehrt gebunden an rötlichen Granit und chloritisch-serizitische Gneise (ebenfalls stark tektonisch überprägt). Die Gänge enthalten in wechselndem Masse neben Flussspat noch Calcit, Baryt, Quarz, Bleiglanz, Zinkblende. Es bot sich die Gelegenheit die Kerne der laufenden Bohrung zu studieren. Die Kerne zeigten die Verbandsverhältnisse Gang-Nebengestein. Die Exkursionsteilnehmer konnten sehr schöne Gangstufen sammeln; von fast reinem Flussspat (weiss, z. T. grün) bis zu erzeichen Stufen waren alle Übergänge zu finden.

Anschliessend wurde im verschneiten Forêt du Goillet ein alter Schurf auf Roteisen-

stein im Altkristallin besucht. Der Roteisensein enthält überdies Eisenglanz, Quarz (z. T. kryptokristallin) und dürfte ein Produkt hydrolytischer Silikatverwitterung sein; dies könnte mit der nahen permotriadischen Landoberfläche in Beziehung stehen. Nachher begaben sich die Teilnehmer zum Chalet des Schürfstellen-Geologen, wo bei Sonnenschein mit einem «Glückauf» der übliche Befahrungstrunk genehmigt wurde. Während des im Restaurant auf dem Col des Planches offerierten, reich dotierten Wallisertellers ergab sich die Gelegenheit, den beiden Vertretern der BEMINAG für die ausgezeichnete Führung und den freundlichen Empfang den allerbesten Dank auszusprechen, begleitet von den guten Wünschen auf erfolgreiche Schürfarbeiten.

Für den Nachmittag war ein Besuch der Magnetitvorkommen geplant. Zuerst begab sich die so gestärkte Exkursionsgruppe nach Chez Larze. Ein erster Halt galt dem aufgelassenen Marmorbruch südlich Chez Larze. Der Marmor sowie das ebenfalls bei Chez Larze letztmals während des 2. Weltkrieges abgebaute Eisenerz treten in altkristallinen Gneisen auf. Es sind hier vor allem meist tektonisch stark überprägte serizitisch-chloritische Biotitgneise mit verschiedenen grossen Feldspatäugen. Das Magnetit Erz tritt linsenförmig auf. Im Stollen II von Chez Larze wurden insgesamt 9000 t Eisenerz abgebaut (Fe-Gehalt des Konzentrates um 40%). Die Hauptermenge ist jedoch in den heute nicht mehr zugänglichen Stollen von Les Planches gefördert worden (aus Linsen I, II, VI – von April 1940 bis Nov. 1943 – insgesamt 44 000 t Roherz, dazu Chez Larze 9000 t, Couloir Collaud 1000 t, total 54 000 t). Das Erz von Chez Larze ist meist feinkörnig und wird vor allem von Pyrit und Kobalterzen begleitet. Neben mehr oder weniger reinem Magnetit Erz können auf der Halde des Stollens II auch typische Skarnerzproben gesammelt werden (z. B. Skarne mit Amphibol, Granat). Leider nimmt das Haldenmaterial von Jahr zu Jahr ab und Erythrin blieb diesmal unsichtbar. Nach den Untersuchungen von E. Hugl (siehe HUGL et al. 1948) sind die Magnetit Erzlinsen von Chez Larze sowie die übrigen von Couloir Collaud und Les Planches mit pneumatolytisch-hydrothermal-metasomatischen Einwirkungen der Granitintrusion in Beziehung zu bringen. Vorwiegend saure und tektonisch beeinflusste Abarten des hercynischen Mont-Blanc-Granites stehen jedenfalls in unmittelbarer Nähe der Erzlinsen an. Andere Bildungsmöglichkeiten des Erzes wurden diskutiert, beispielsweise prähercynisches Alter der Eisenlagerstätte (= erzführende Gesteine und begleitender Marmor gleichaltrig, siehe HELBLING 1902). Die Gültigkeit der Huglischen Ansicht ist nur durch neue Feld- und Labor-Studien überprüfbar. Es wurde auch auf das verbreitete Auftreten von Flussspat nicht nur in Gängen, sondern auch im Nebengestein der Lagerstätten am Mont Chemin sowie am Mont Catogne hingewiesen.

Weiter fällt die merkliche Anhäufung verschiedenartiger Mineralisationen am Mont Chemin auf. Diese lässt sich beispielsweise aus der besonderen tektonischen Stellung dieses östlichsten Kristallinteiles des Mont-Blanc-Massivs erklären: das Altkristallin mit samt den östlichen Ausläufen des Mont-Blanc-Granites ist tektonisch stark überprägt worden, was das Eindringen von mineralisierten Lösungen erleichtert haben mag.

Am Schluss der Exkursion wurden schliesslich noch die Stollen der Gruppe A des Couloir Collaud besucht (siehe Fig. 4 in HUGL et al. 1948). Beim Eingang zu Stollen III waren die Verbandsverhältnisse Erzlinse-Nebengestein (alkristalline Gneise) sehr schön zu sehen. Die Teilnehmer konnten gute Handstücke mit Stilpnomelan und Epidot schlagen. Diese beiden Mineralien treten zusammen mit Calcit und Quarz in den Zerrklüften der Magnetitlinse auf.

Am Schluss dieses von sonnigem Wetter begünstigten Tages erfolgte die Rückkehr wegen Strassenarbeiten bei Chemin wieder über den Col des Planches und Sembrancher nach Martigny. Die Exkursion endete offiziell kurz vor 17.00 Uhr am Bahnhof Martigny. Die Teilnehmer konnten so rechtzeitig per Bahn oder Auto zum Tagungsort oder nach Hause fahren.

Karten und Literatur

Topographische Karten

Schweizerische Landeskarte (LTS).

1 : 25 000 Blatt 1305 Dt. de Morcles, 1324 Barberine, 1325 Sembrancher, 1344 Col de Balme, 1345 Orsières. Carte I.G.N. France.

1 : 20 000 Feuille XXXVI-30, Chamonix 1-2, 5-6, Feuille XXXVI-31, Mont Blanc 1-2.

Geologische Karten

Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000.

Blatt 525 Finhaut, 483 St. Maurice, 1305 Dt. de Morcles; mit Erläuterungen.

Carte géologique du Massif du Mont-Blanc (partie française).

Feuilles Chamonix, Les Tines, Le Tour, Argentière, Vallorcine; mit Erläuterungen (CORBIN und OULIANOFF).

Geologische Literatur

- BELLIERE, J. (1954): Sur la présence des silicates d'alumine (sillimanite, andalousite, disthène) dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). C.R. Acad. Sci. 1954, 1395-1397.
- (1958): Contributions à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges. Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 81, 1-198.
- (1971): Mylonites, Blastomylonites et domaines polymétamorphiques. Ann. Soc. Géol. Belgique 94, 249-263.
- BÜSCH, W. (1970): Dioritbildung durch Remobilisation. II. N. Jb. Mineral. Abh. 112, 219-238.
- FEHLMANN, H. (1919): Der Schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Kümmerly & Frey, Bern, 1919.
- GRASMÜCK, K. (1961): Die helvetischen Sedimente am Nordrand des Mont-Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret). Eclogae geol. Helv., 54, 351-450.
- HELBLING, R. (1902): Die Erzlagerstätten des Mont Chemin, bei Martigny im Wallis (Diss. Basel).
- HIRSCHBERG, A. und WINKLER, H. G. F. (1968): Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. Contr. Mineral. Petrol. 18, 17-42.
- HOSCHEK, G. (1974): Experimentelle Untersuchungen zum Schmelzverhalten von Biotit in Metamorphiten. Fortschritte Mineral. 52, Beiheft 2, 26-27.
- HÜGI, TH. (1972): Die Suche nach Uran und seltenen Elementen in der Schweiz. Beilage zum Bulletin Nr. 11 (Anfang Juni) der Schweiz. Vereinigung für Atomenergie.
- HUGI, E., HUTTENLOCHER, H. F., GASSMANN, F. und FEHLMANN, H.: Die Magnetitlagerstätten. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie Liefg. 13, Bd. 4, 1-116.
- KRUMMENACHER, D. (1959): Le Cristallin de la région de Fully (Valais). SMPM 39, 151-266.
- LABHART, T. P. und RYBACH, L. (1972): Der Vallorcine-Granit und seine radiometrischen Anomalien. SMPM 52, 571-574.
- (1974): Granite und Uranvererzungen in den Schweizer Alpen. Geol. Rundschau, 63, 135-147.
- LADAME, G. CH. (1935): Le gisement de galène et de spatfluor des Trappistes (Valais). Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, Liefg. 19, 1-34.
- LAURENT, R. (1968): Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du Massif des Aiguilles Rouges. Archives Sc., 20, 223-353.
- MEHNERT, K. F. und BÜSCH, W. (1966): Dioritbildung durch Remobilisation. Tschermarks Min. Petr. Mitt. XI, 246-265.
- MEYER, J. (1916): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv der Aiguilles-Rouges. Ein Profil von der Trient-Schlucht nach der Alpe Salanfe. Eclogae Geol. Helv. XIV, 46-144.
- OULIANOFF, N. (1924): Le massif de l'Arpilles et ses abords. Mat. carte géol. N.S. 54, II, 1-66.
- (1944): Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénese alpine. Eclogae geol. Helv. 37, 31-36.
- (1947): Infrastructure des Alpes et tremblement de terre du 25. Janvier 1946. Bull. Soc. Geol. France (5) 17, 39-53.
- (1965): Contribution à l'histoire des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. Bull. Lab. Géol. Minéral. 152, 1-11.
- VON RAUMER, J. F. (1971a): Das Mont-Blanc-Massiv - Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose. SMPM 51, 193-225.
- (1971b): Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in das Altkristallin des Mont-Blanc-Aiguilles-Rouges-Massivs. SMPM 51, 554-562.
- (1974): Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massivs. SMPM 54, 471-488.
- WEHRLI, L. (1921): Der Flussspat von Sembrancher im Wallis. SMPM 1, 160-206.

3. Gisemet d'intérêt économique du Jura suisse

9 et 10 octobre 1974

Direction *F. Persoz* (Neuchâtel) et *Tj. Peters* (Berne)