

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

Band: 57 (1977)

Heft: 3

Vereinsnachrichten: Bericht über die 52. Hauptversammlung der Schweiz.
Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Bern :
Samstag, 8. Oktober 1977

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 22.01.2025

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

Bericht über die 52. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Bern

Samstag, 8. Oktober 1977

A. Bericht des Vorstandes für 1976

Bericht des Präsidenten

Mitgliederbestand

Im Jahre 1976 sind 19 persönliche Mitglieder (davon 7 aus dem Ausland) und 1 unpersönliches Mitglied neu in unsere Gesellschaft eingetreten. Es sind dies:

Dr. R. Altherr, Clausthal-Zellerfeld	H. Moussalli, Basel
C. Bühler, Bern	Dr. H. Narita, Bern
Prof. Dr. W. G. Ernst, Los Angeles	E. Rehm, Clausthal-Zellerfeld
C. L. Joris, Bern	M. Rothenfluh, Altdorf
E. Kissling, Zürich	F. Schenker, Bern
J. Kruhl, Bonn	Dr. E. Seidel, Braunschweig
R. Maquil, Liège	J. Stäuble, Zürich
J. Meyer, Dornach	D. Vuichard, Bümpliz
K. Mischler, Liestal	Prof. Dr. K. Walenta, Stuttgart
A. Mojon, Bern	

Université, minéralogie, Genève

Durch Tod verlor die Gesellschaft Miss M. Hooker (Reston, VA, USA) und Herrn Dr. H. Rutishauser (Utzensdorf).

Es ergibt sich somit folgender Stand:

Eintritte	20
Austritte und Tod	24
Abnahme	<u>4</u>
Bestand am 31. Dezember 1975	521
Abnahme	<u>4</u>
Bestand am 31. Dezember 1976	517 Mitglieder

d. h. 422 persönliche und 95 unpersönliche Mitglieder, wovon 10 Freimitglieder.

Jahresversammlung

Im Rahmen der SNG-Tagung in Genf fand am 8. und 9. Oktober 1976 die 51. Jahresversammlung unserer Gesellschaft statt. Am ersten Tag wurden 10 Referate abgehalten, die von ca. 70 Personen besucht wurden. Am 9. Oktober wurde gemeinsam mit der Schweiz. Geologischen Gesellschaft und dem Schweiz. Komitee für das Internationale Geodynamische Projekt ein Symposium über das Thema «Geotraverse Basel-Chiasso» durchgeführt. Über 100 Personen wohnten den 22 Referaten bei. Die Vorträge wurden grösstenteils in Bd. 56/3 veröffentlicht.

Im Anschluss an die Tagung fanden 2 Exkursionen statt: eine von Prof. M. Vuagnat und Dr. D. Steen (Genève) geführte Exkursion galt dem Studium des «Grès de Taveyanne» zwischen Arve und Giffre, die andere stand unter der Leitung von Dr. J. Bertrand und Prof. M. Vuagnat (Genève) und führte in das Ophiolith-Gebiet der «Nappe des Gets». Je 12 Personen nahmen an diesen sehr instruktiven Exkursionen teil (vgl. Exkursionsberichte Bd. 56/3).

Finanzielles

Die Gesellschaft dankt ihren Donatorenmitgliedern für die grosszügige Unterstützung. Ebenso verdankt sie der SNG eine Subvention von Fr. 9500.- an die Kosten unserer Zeitschrift.

Der Präsident: *M. Grünenfelder*

Bericht des Redaktors

Im Jahre 1976 erschien Band 56 der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen, wiederum aufgeteilt in 3 Hefte. Die Auflage betrug unverändert 1000 Exemplare.

Der Band umfasst 707 Seiten, darin sind die 152 Seiten von Teil II des Hefts 3 – Symposium «Geotraverse Basel-Chiasso» – eingeschlossen. Publiziert wurden 54 Artikel (genau doppelt so viele wie in Band 55), 28 in deutscher, 15 in englischer, 10 in französischer und 1 in italienischer Sprache. Im Bestreben, den recht verschieden gelagerten Interessen der Leser entgegenzukommen, wurde darauf geachtet, in jedem Heft Probleme aus mineralogisch-kristallographischen, petrographisch-geologischen, geophysikalischen und auch analytischen Wissensgebieten zu behandeln.

Band 56 enthält auch den Bericht der 51. Hauptversammlung unserer Gesellschaft mit 4 Referaten und 2 Exkursionsberichten.

Die Begutachtung der eingehenden Manuskripte durch die erweiterte Redaktionskommission hat sich im grossen und ganzen bewährt. Die Erkenntnis, dass durch eine kritischere Beurteilung sowohl Autoren als auch die Zeitschrift nur gewinnen können, hat sich allgemein durchgesetzt.

Der Redaktor dankt allen Mitarbeitern und Autoren für ihre Mithilfe herzlich. Er richtet erneut an alle Autoren die Bitte, sich an die Normen zur Einreichung von Manuskripten zu halten und sich in ihrem eigenen Interesse möglichst kurz zu fassen.

Der Redaktor: *W. F. Oberholzer*

Jahresrechnung 1976*Betriebsrechnung*

Einnahmen:	Mitgliederbeiträge	18 477.10
	Zinsen	4 284.40
	Zeitschrift, Verkauf	29 984.—
	Zeitschrift, Autorbeiträge	19 673.90
	Subvention SNG	9 500.—
		<u>81 919.40</u>
Ausgaben:	Zeitschrift, 2/1975 (Nachtrag)	394.70
	Zeitschrift, 3/1975 (Nachtrag)	4 256.40
	Zeitschrift, 1/1976	21 035.90
	Zeitschrift, 2/1976 (vorläufig)	28 000.—
	Zeitschrift, 3/1976 (Anzahlung)	15 000.—
	IMA und IAGC	242.60
	Honorare	4 500.—
	Reisekostenbeiträge (Sydney)	2 000.—
	Verwaltung und Drucksachen	5 042.80
	Beitrag SNG (2 Jahre)	3 056.—
		<u>83 528.40</u>
Betriebsverlust		<u>1 609.—</u>
		81 919.40

Bilanz per 31. Dezember 1976

Aktiven:	Postcheck	7 638.82
	Kontokorrent	1 195.80
	Depositenkonto	6 644.55
	Anlagesparkonto	49 143.45
	Kasse	257.56
	Wertschriften (nominal)	25 000.—
Passiven:	Leemann AG	<u>—53 000.—</u>
Kapitalstand per 31. Dezember 1976		36 880.18
Abschluss:	Kapitalstand per 31. Dezember 1975	38 489.18
	Betriebsverlust	<u>1 609.—</u>
		36 880.18

Der Kassier: *M. Weibel*

B. Sitzungsprotokoll

I. Geschäftliche Sitzung

Samstag, 8. Oktober 1977, 16.10 Uhr,
 Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern.
 Vorsitz: Prof. Dr. M. Grünenfelder, Zürich (Präsident).
 Anwesend: 25 Personen.

1. Bericht des Präsidenten über das Geschäftsjahr 1976 (siehe Seite 453).
2. Bericht des Redaktors (siehe Seite 454).
3. Bericht des Kassiers über den Abschluss der Jahresrechnung 1976 (siehe Seite 455).
 Im Jahre 1976 erhielt die Gesellschaft von der SNG eine Subvention von 9500 Franken, was gebührend verdankt wird. Trotzdem ist ein Betriebsverlust von Fr. 1609.- zu verzeichnen, wobei der Kassier fürchtet, dass dieser Betrag in Wirklichkeit noch etwas grösser wäre; denn die Kosten für die Zeitschrift konnten wegen der verspäteten Rechnungsstellung durch die Buchdruckerei nur abgeschätzt werden.

Auf Antrag der beiden Rechnungsrevisoren (Prof. F. Persoz und Dr. Joh. Hunziker) wird die Rechnung einstimmig genehmigt und dem Kassier unter Verdankung seiner Arbeit Decharge erteilt.

4. Budget 1978: Der Kassier legt für das Jahr 1978 ein ausgeglichenes Budget mit einer Bilanzsumme von Fr. 87 000.- vor.

<i>Einnahmen</i>		<i>Ausgaben</i>	
Mitgliederbeiträge	18 000.-	Zeitschrift	75 000.-
Zeitschrift: Verkauf	27 000.-	Kongresse	1 000.-
Autorenbeiträge .	25 500.-	Internationale Organisationen	500.-
Inserate	500.-	Drucksachen, Verwaltung ...	9 000.-
Zinsen	3 000.-	SNG-Beitrag	1 500.-
Subvention SNG	13 000.-		
	<u>87 000.-</u>		<u>87 000.-</u>

5. Wahlen: Die Wahlen erfolgen einstimmig und entsprechend den Vorschlägen des Vorstandes:
 - a) Neuer Sekretär wird der bisherige Beisitzer Dr. S. Graeser, Basel.
 - b) Neuer Vertreter des Platzes Bern wird Prof. Tj. Peters (Beisitzer).
 - c) Neuer Rechnungsrevisor wird an Stelle des turnusgemäss ausscheidenden Prof. F. Persoz (Neuchâtel): Dr. J. Bertrand (Genève).

Der Sekretär: *H. A. Stalder*

2. Wissenschaftliche Sitzung

Samstag, 8. Oktober 1977, 9.10–12.30 und 14.30–16.10 Uhr,
Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern.

Vorsitz: Prof. M. Vuagnat und H. A. Stalder.

Anwesend: 40 bis 60 Personen.

Kurzvorträge

W. Heugel (Bern): *Erfahrungen mit dem Autoklavzusatz zum Röntgendiffraktometer bei Modellversuchen für autoklavgehärtete Erzeugnisse.*

R. Brunner (Bern): *Die Unsicherheit der Ergebnisse rechnergekoppelter Massenspektrometer.*

G. Venturelli (Parma, Italia)*) e **M. Frangipane-Gysel** (Zürich)**): *Elementi in tracce nelle lave del Nevado Coropuna e di Andagua (Ande del Perù meridionale) (Éléments en trace dans les andésites du Nevado Coropuna et Andagua, Andes du Sud, Pérou).*

Giacitura

Le vulcaniti delle Ande Centrali costituiscono sia plateaux ignimbrici che colate andesitiche prodotte da più di 600 stratovulcani situati tra 15 e 27° di latitudine Sud. Per quanto riguarda le vulcaniti recenti del Perù meridionale, i diversi autori hanno studiato tale area da un punto di vista generale (vedi ad esempio LEFÈVRE, 1973; DUPUY e LEFÈVRE, 1974) senza descrivere in dettaglio singoli centri vulcanici. Lo scopo di questo lavoro è invece proprio quello di illustrare alcuni aspetti geochimici di due aree ben definite dal punto di vista vulcanologico: esattamente il vulcano Nevado Coropuna, che costituisce

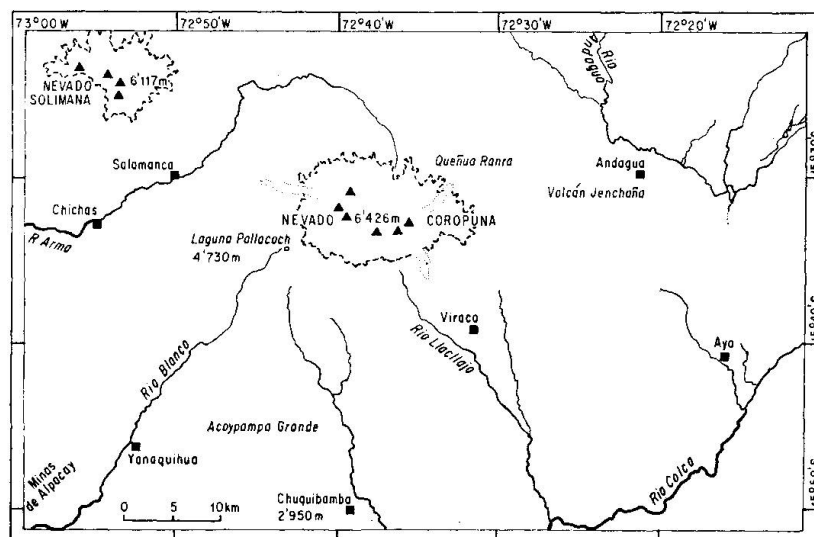


Fig. 1. Schizzo geografico della zona del Coropuna e di Andagua (Perù Meridionale).

*) Istituto di Mineralogia Università di Parma, V. A. Gramsci 9, I-43100 Parma (Italia).

***) Institut für Kristallographie und Petrographie ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

il più alto rilievo delle Ande Peruviane (6426 m) e alcuni dei numerosi con vulcanici che costellano la valle di Andagua, situata ad est del vulcano citato (fig. 1). Una dettagliata descrizione geologica delle aree in esame e datazioni K/Ar su rocce del Coropuna sono riportate in lavori precedenti (WEIBEL et al., 1977; WEIBEL e FEJÉR, 1977). Le età sono di circa 5 My per una andesite e di circa 2 My per due rioliti. Dati mineralogici e considerazioni petrologiche sulle lave andesitiche del vulcano Coropuna costituiscono l'oggetto di un precedente lavoro già compiuto da uno di noi (FRANGIPANE-GYSEL, in stampa).

Mineralogia e petrografia

Le lave predominanti del vulcano Coropuna sono andesiti, più raramente daciti e rioliti, ricche in potassio con fenocristalli e pasta di fondo costituiti da plagioclasio (An₃₅₋₆₇), clinopirosseno e ortopirosseno (En₆₇₋₇₅). Talora, oltre a biotite, compare anfibolo la cui composizione è intermedia tra l'orneblenda tschermakitica e la kaersutitica. I microliti di spinello hanno un contenuto molecolare di Usp di circa il 30%. La mesostasi è sempre ialopilitica con abbondante plagioclasio e pirosseno.

Le lave della valle di Andagua da noi prese in considerazione sono fortemente vescicolate, afiriche, solo raramente mostrano cristalli aciculari di plagioclasio (An₃₂₋₃₅) e piccoli cristalli di pirosseno.

Caratteri geochimici e petrogenesi

Su di una trentina di campioni (21 del Coropuna e 6 della valle di Andagua) sono stati determinati numerosi elementi per via colorimetrica (Si, Ti, P), assorbimento atomico (Li, Sr, Ni, Cr, Co, V, Cu, Zn) e fluorescenza di raggi X (Nb, Zr, Y, Rb). Analogamente alla massima parte delle vulcaniti delle Ande Centrali, le rocce analizzate appartengono alla serie calcalkalina ricca in K. In particolare, utilizzando la nomenclatura recentemente proposta da PECCERILLO e TAYLOR (1976), si tratta di: 4 rioliti, 6 daciti ricche in K, 14 andesiti ricche in K, 2 andesiti basaltiche ricche in K, 1 andesite. Le lave provenienti dai con vulcanici della valle di Andagua in genere sono meno silicee, più ricche in alcali, Ti, P e Sr

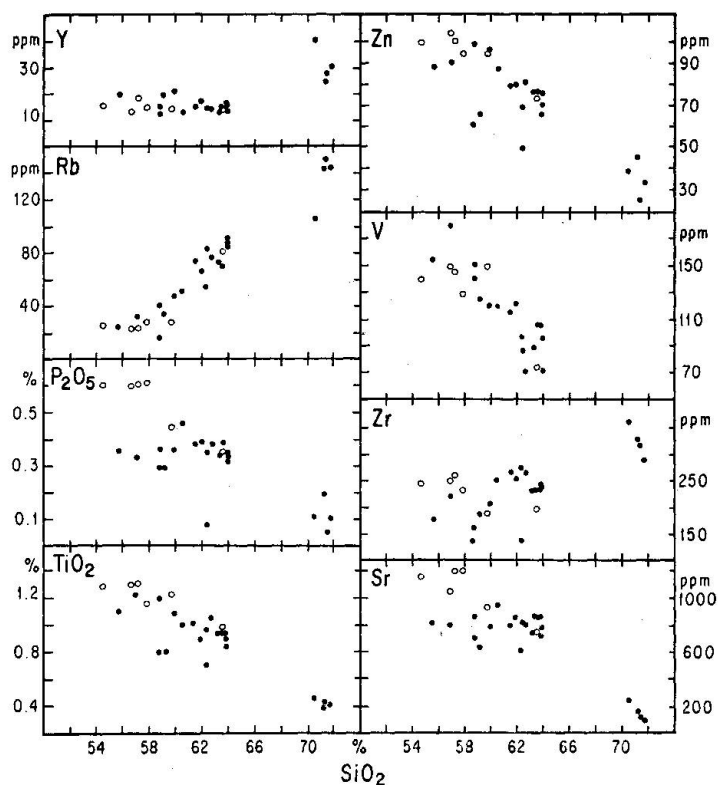


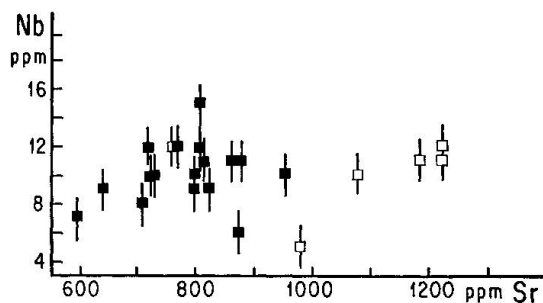
Fig. 2. Diagrammi di variazione per alcuni elementi. (●) Coropuna, (○) Andagua.

rispetto a quelle del Coropuna. Alcune di esse mostrano una lieve tendenza alcalino-sodica. Contenuti in sodio elevati come quelli delle lave di Andagua ben raramente sono stati riscontrati in precedenza nelle Ande.

I dati chimici per alcuni elementi e ossidi sono riportati in fig. 2. I contenuti di Rb ricoprono un vasto intervallo raggiungendo i più elevati valori nelle rioliti; V, P, Ti, Zn, Sr – gli ultimi quattro ampiamente dispersi – diminuiscono decisamente all'aumentare della silice. Tra gli elementi non riportati in fig. 2, il niobio mostra una concentrazione media di circa 12 ppm, valore piuttosto elevato rispetto a quello di alcune classiche sequenze orogeniche. Viceversa Ni, Cr, Co, Li sono del tutto confrontabili a quelli di altre aree orogeniche.

Purtroppo la genesi delle rocce di associazione orogenica presenta a tutt'oggi troppi punti oscuri soprattutto, a nostro parere, a causa della scarsa conoscenza del ruolo svolto dalla placca subdotta e del mantello superiore coinvolti nel processo. Nell'ambito di tali limitazioni, qui di seguito riportiamo alcune considerazioni genetiche. Recentemente KLERKX et al. (1977) hanno riesaminato il problema genetico delle vulcaniti andine con particolare riferimento alle Ande Centrali. Sulla base dei dati isotopici e dei contenuti di Sr essi hanno proposto che almeno una parte delle vulcaniti andine possano rappresentare il prodotto di contaminazione di un magma basaltico alcalino, con circa 1000 ppm di Sr, da parte di materiale granitico con circa 85 ppm di Sr. Per quanto riguarda le rocce andesitiche e dacitiche da noi analizzate, tale modello non risulta applicabile. Innanzitutto va sottolineato che il contenuto in Nb di basalti alcalini con elevati tenori di Sr, a scala mondiale può esser considerato orientativamente superiore a 30–40 ppm. Un mélange tra una lava basaltica alcalina e materiale granitico dovrebbe quindi provocare contenuti medi in Nb più elevati di quelli delle rocce analizzate o una correlazione positiva tra Nb e Sr in relazione ai diversi gradi di contaminazione. Una tale correlazione è completamente assente per le rocce in esame (fig. 3).

Fig. 3. Diagramma Nb/Sr per le lave andesitiche del Coropuna (■) e di Andagua (□).



I tenori assoluti e/o relativi di Ni, Cr, Ti, Zr, Y osservati nelle lave studiate rendono indimostrabile una diretta derivazione di esse da un mantello «normale»; d'altro canto una derivazione diretta per fusione parziale di una crosta subdotta sembra improbabile a scala regionale (vedi ad esempio THORPE et al., 1976; FRANGIPANE-GYSEL, 1976). Perciò un modello multistadio, per altro difficilmente definibile e quantizzabile, sembra per esclusione risultare il più probabile.

L'ampia dispersione di Ti, P, Sr, Zr in particolare nelle lave meno silicee deve essere attribuita a differenze «originali», ossia indipendenti da differenziazione a bassa profondità. Tra i vari motivi che possono giustificare i caratteri sottolineati citiamo i seguenti. 1. Diverso grado di fusione parziale di una «pirossenite a granato» (cf. RINGWOOD, 1974); 2. differente profondità di origine; 3. disomogeneità della sorgente magmatica. Riteniamo che disomogeneità del materiale originario, differenti profondità di genesi con conseguente variabile grado di stabilità di minerali accessori possano principalmente spiegare la distribuzione di Ti, Zr e P nelle vulcaniti meno silicee.

La pressione totale di equilibratura tra i fenocristalli di clinopirosseno e plagioclasio e i fusi magmatici è stimabile 4–5 kb, condizioni corrispondenti a una profondità di circa 12–15 km. L'assenza di fenocristalli di olivina, anche nelle lave più basiche studiate, sug-

gerisce condizioni di sottosaturazione in acqua. Infatti, in base a calcoli mineralogici (FRANGIPANE-GYSEL, in stampa) la pressione d'acqua risulta inferiore a quella totale durante la cristallizzazione delle fasi a bassa profondità. Un limite superiore di 0,2 kb di P_{H_2O} (a una pressione totale di 3,5 kb) può esser considerata attendibile. Sulla base della distribuzione degli elementi analizzati non è possibile definire chiaramente andamenti differenziativi. Ciò non esclude che soprattutto la segregazione di plagioclasio e pirosseno possa aver avuto un ruolo rilevante per la genesi delle andesiti più silicee e delle daciti.

Le rioliti con ogni probabilità hanno una origine indipendente dalle andesiti e daciti. Il confronto tra la composizione totale di alcune andesiti, quella della loro mesostasi e delle rioliti analizzate suggerisce l'assenza di legame genetico diretto tra andesiti-daciti e rioliti, soprattutto sulla base della distribuzione di Na e Al.

Bibliografia

- DUPUY, C. et C. LEFÈVRE (1974): Fractionnement des éléments en trace Li, Rb, Ba, Sr dans les séries andésitiques et shoshonitiques du Pérou. Comparaison avec d'autres zones orogéniques. Contr. Minér. Pétr. 46, 147-157.
- FRANGIPANE-GYSEL, M. (1976): Studio geochimico petrografico del Nevado Coropuna (Perù Meridionale). Tesi, ETH Zurigo.
- (1977): Geothermometry and phenocrysts-melt equilibria in some lavas from Nevado Coropuna (Central Andes of S.-Peru). Submitted to Contr. to Miner. and Petr.
- KLERKX, J., S. DEUTSCH, H. PICHLER and W. ZEIL (1977): Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of cenozoic volcanic rocks of the Central and Southern Andes. Jour. of Volc. and Geotherm. Res. 2, 49-71.
- LEFÈVRE, C. (1973): Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quadernaire des Andes dans le Sud du Pérou. Contr. Minér. Pétr. 41, 259-272.
- PECCERILLO, A. and S. R. TAYLOR (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contr. Minér. Pétr. 58, 63-81.
- RINGWOOD, A. E. (1974): Petrological evolution of island arc systems. Jour. Geol. Soc. London 130, 183-204.
- THORPE, R. S., P. J. POTTS and P. W. FRANCIS (1976): Rare earth data and petrogenesis of andesites from the North Chilean Andes. Contr. Minér. Pétr. 54, 65-78.
- WEIBEL, M., M. FRANGIPANE-GYSEL and J. HUNZIKER (1978): Ein Beitrag zur Vulkanologie Süd-Perus. Geol. Rund. 67, Heft 1 (in corso di stampa).
- WEIBEL, M. e Z. FEJÉR (1977): El Nevado Coropuna, Departamento de Arequipa. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Tomo 57-58, 87-98.

Th. Staub (Bern): *Mineralogisch-petrographische und lagerstättenkundliche Untersuchungen an der Fahlerzlagerstätte von Affeier im Verrucano von Ilanz-Obersaxen GR.*

Jos. Mullis (Fribourg): *Minimale Temperatur- und Druckermittlungen im Übergangsbereich Diagenese-Anchimetamorphose mittels Flüssigkeitseinschlüssen in Quarzkristallen der nördlichen Schweizeralpen.*

Ed. Wenk (Basel): *Zur Verbreitung und Paragenese von gesetzmässigen mikroskopischen Verwachsungen zweier und dreier Plagioklase im Lepontin.*

Dass die im chemischen Sinn intermediären Plagioklase nicht aus den Endgliedern Albit und Anorthit aufgebaut sind, sondern aus Elementen $An \sim 30$ und $An \sim 70$, haben, — wenn man von den frühen Folgerungen von FEDOROW (1898) absieht — die Forscher COLE, SÖRUM und TAYLOR (1951) gezeigt. Die Zusammensetzung der beiden Glieder konnte jedoch nur roh abgeschätzt werden. Ist die Verwachsung sehr fein, im Massstab der Elementarzelle, so erkennt sie der Röntgenstrahl; aber lichtoptische Methoden und die Elektronensonde bestimmen den Pauschalchemismus des Feldspates. Dies dürfte der häufigste Fall sein. Bei etwas gröberer Durchwachsung sind Fälle denkbar, bei denen mikroskopische Methoden immer noch über das uneinheitliche Korn hinweg integrieren und verschiedene Durchschnittswerte (Summenoptik) liefern, während die Sonde bereits die beiden Endglieder oder verschiedene, von Messpunkt zu Messpunkt variierende Zwischenglieder

erwischt. Es gibt ja bekanntlich gute und schlechte Plagioklas-Standarder. Hier wird nur der 1975 an alpinen Marmoren entdeckte Ausnahmefall grober Verwachsung (0,01 bis 0,1 mm) diskutiert, bei dem die miteinander verwachsenen Plagioklase lichtoptisch deutlich getrennt sind. Was recht abenteuerlich begann mit dem Erkennen von mikroskopischen Verwachsungen zweier Plagioklase mit verschiedenem Relief, sodann zur Indizierung der Kontaktebenen am U-Tisch führte und zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der beiden Phasen durch U-Tisch und Sonde, hat zwei Aspekte:

Der wichtigere betrifft das Phasendiagramm der Plagioklase und die Möglichkeit, den Subsolidusbereich des Diagramms abzuleiten erstens aus Daten koexistierender, miteinander verwachsener, offenbar stabiler Phasen, und zweitens auf Grund von statistisch bevorzugten Anorthitgehalten in Gesteinsserien verschiedenen Metamorphosegrades. Diese Untersuchungen müssen im Bereich saurer Plagioklase noch ergänzt werden. Erst kürzlich konnte eine Verwachsung von An 22–23 mit An 30 längs (010) und (001) im Grössenbereich von Zehntelmillimetern bestimmt werden. Gesucht werden noch im Mikroskop sichtbare und messbare gesetzmässige Verwachsungen von Albit mit An 17–23 (eventuell mit An 30), die dem viel feineren, 1954 von LAVES mit röntgenographischen Methoden entdeckten Phänomen entsprechen könnten. Das Auftreten von Albit und saurem Oligoklas nebeneinander im gleichen Präparat ist in einem breiten äusseren Gürtel des zentralalpiner Kristallisationshofes durch Sonde und Mikroskop vielfach nachgewiesen; aber es fehlt dort einseitigen der kristallographische Beweis für gleichzeitiges Wachstum. Die in mehreren Arbeiten der Zürcher Schule an alpinem Material beschriebenen, feinen Entmischungen der Peristeritlücke betreffen Gesteine einer viel höhergradigen Zone (Ganggesteine und Quarzfeldspat-Mobilisate der Adergneisszone).

In dieser Notiz wird bloss der zweite Aspekt der mikroskopischen, intermediären bis basischen Lamellenplagioklase näher diskutiert, nämlich die Verbreitung und Paragenese. Zusammen mit den von WENK et al. (1975) und WENK (1977) publizierten Beispielen kennen wir dank den 19 neuen, in Tabelle 1 enthaltenen Proben gegenwärtig 38 Gesteine mit messbaren mikroskopischen Lamellenplagioklasen. In der Verzasca lässt im Durchschnitt jeder vierte Schliff von Silikatmarmor oder Kalksilikatfels Plagioklase mit günstig geschnittenen Lamellen erkennen. Von den 38 Proben führen 27 meionitischen Skapolith, 19 Klinozoisit-Epidot, nur 6 Proben weder Skapolith noch Epidot. Von den letzteren sind 3 Amphibolite, 2 Calcit-Glimmerschiefer, 1 Kalksilikatfels, alle aus Zonen, die auch Skapolithgesteine führen. Es liegt somit ideales natürliches Material für eine Studie der Beziehungen zwischen Skapolith und Plagioklas vor, als Gegenstück zu den experimentellen Arbeiten von GOLDSMITH und NEWTON (1977).

Von den 38 Proben mit Verwachsungen zweier oder dreier Plagioklase betreffen

- 30 Andesin + Labradorit,
- 4 Andesin + Labradorit + Anorthit,
- 3 Labradorit + Bytownit/Anorthit,
- 1 Andesin + Anorthit.

In Tabelle 1 liegen die mit U-Tisch bestimmten Anorthitgehalte der drei Phasen zwischen 30 und 45, 60 und 70, 85 und 90. Angesichts des möglichen Einflusses von Summenoptik sind die Extremwerte An 30, 70 und 90 vielleicht besser. In der 1975 erschienenen Arbeit haben wir als Durchschnitte An 34 und 65 erhalten, nahe den idealen Zusammensetzungen 1 An/2 Ab und 2 An/1 Ab. Als häufigste Verwachsungsebenen wurden wiederum (110), (1 $\bar{1}$ 0), (100), (021), (0 $\bar{2}$ 1) und ($\bar{2}$ 01) bestimmt; diese U-Tischdaten beziehen sich auf die Albitzelle.

Figur 1 zeigt, dass fast alle Fundpunkte in der höchst metamorphen Zone der Zentralalpen liegen, im Feld der Paragenesen Calcit-Anorthit-Diopsid. Es ist jedoch eine Ausbuchtung gegen N in Richtung der Maggia-Querzone zu erkennen. Diese Verteilungskarte basiert nicht auf systematischen regionalen Studien, sondern spiegelt die Interessengebiete und Sammlungen des Autors wider. In den geographischen Lücken, besonders im Gebiet zwischen Ticino und Mera, dürften reichlich Lamellenplagioklase auftreten. Eigenartig ist, dass das Phänomen in Gesteinen von mehrfach beschriebenen und vielbesuchten Lokalitäten, wie Arami, Gorduno, Castione und Bellinzona, so lange übersehen worden ist.

Tabelle 1. Daten von 19 Gesteinsproben, die Lamellenplagioklase mit rationalen Verwachsungsebenen führen

× Hauptgemengteil, ○ Nebengemengteil

Nr.	Fundort	Koordinaten	An (U-Fisch)	Verwachs.-Ebene	Cc.	Sk.	Ep.	Dio.	Trem.	Hbl.	Phl.	Mu.	Gr.	Kf.	Q.
Vz. 493	A. Osola	697.8 /132.65	(35-38) + (60-68) + 90	141 (?)	×						×		×		○
Wurz. 188	Dunzio	700.1 /119.45	(30-40) + (60-70)	110, 100, 010				×			×				○
Vz. 339	P. Barone	700.2 /140.4	(66-67) + 80	Zone [101]	×						×	○	×		×
Vz. 342	P. Barone	700.3 /140.5	(42-43) + (65-70)	021	○						×	×	○		×
Vz. 709	Sprügh	703.15/137.6	(35-43) + 67	021			×				×	×	×		×
Vz. 604	A. Giove	704.3 /124.9	(30-44) + (66-68)	110					×						○
Vz. 406	Gordemo	708.85/116.4	37 + 63	110	○						×				○
Vz. 738	Guglia	708.95/132.45	45 + (63-64) + 90	110, 110, 100	×						×	○			×
Vz. 460a	Selvatica	709.02/117.05	(30-34) + (62-66)	110, 201, 001	×						×	○			×
Vz. 732	Fümegna	711.9 /127.9	(30-39) + (60-70)	110	×						×	×			×
Riv. 16c	Arami	718.6 /121.55	34 + 63	100, 112	×						×	○			×
Riv. 11a	Gorduno	722.6 /120.35	(35-42) + (64-69)	110, 110, 100	×						×	○			×
Cast. 1	Castione	723.9 /121.1	35 + 65	110, 110, 100	×						×	×			×
Kl. 57	Mti. Vif	729.45/119.65	(37-39) + (65-72)	010, 001, 021, 110	×						×	×			×
Mera 52a	Mengasca	749.2 /124.55	45 + (65-70)	110, 110	×						×	×			×
Mera 52e	Mengasca	749.2 /124.55	(30-40) + 65	110, 110	×						×	×			×
Mera 26b	M. Orso	752.5 /126.8	(38-44) + (60-70)	110, 110	×						×	×			×
Mera 27a	Sta. Croce	755.9 /132.5	(40-44) + (67-70)	110, 110, 021, 201	×						×	×			×
Mas. 9d	Bagni	766.15/124.2	(30-45) + (85-90)	110, 201	○						×	×			×

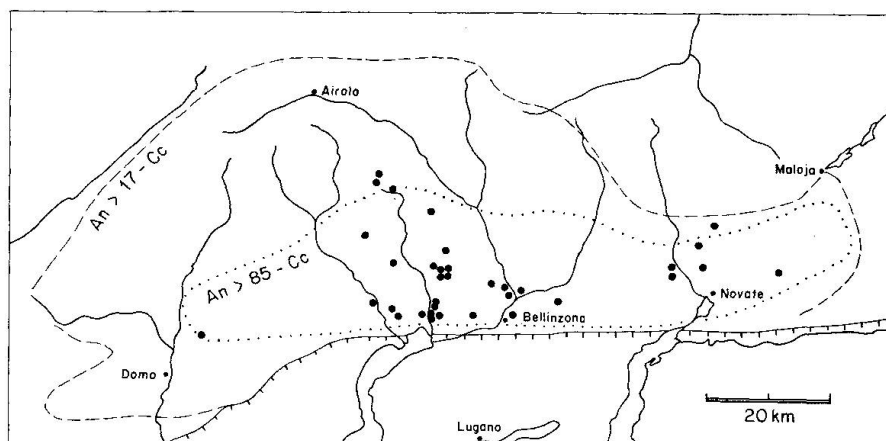


Fig. 1. Fundpunkte von Gesteinen mit mikroskopischen Lamellenplagioklasen im Lepontin. Daten aus Tabelle 1 dieser Arbeit sowie aus WENK et al. (1975 und 1977).

Im Mikroskop sichtbare intermediäre bis basische Lamellenplagioklase werden selbstverständlich nur in jenen höhermetamorphen Zonen festgestellt, in denen bei geeignetem Gesteinschemismus Ca-reiche Feldspäte kristallisieren. Angesichts der Übergänge von mikroskopischem zu submikroskopischem Lamellenbau ist es nicht sinnvoll, das Verbreitungsgebiet der hier diskutierten groben Verwachsungen nach aussen zu abzugrenzen. Im metamorphen Mesozoikum von Peccia, Mogno und Fusio in Valle Maggia zum Beispiel treten neben optisch scheinbar homogenen Zwischengliedern Andesin-Labradorit auch Plagioklase mit feinen ($< 0,01$ mm) Verwachsungen zweier Phasen auf, die anhand der Reliefunterschiede und Auslöschungswinkel noch erkannt, aber mit U-Tischmethoden nicht mehr gemessen werden können.

Literatur

- COLE, W. F., H. SÖRUM and W. H. TAYLOR (1951): Acta Cryst. 4, 20–29.
 FEDOROW, E. VON (1898): Z. Kryst. Mineral. 29, 604–658.
 GOLDSMITH, J. R. and R. C. NEWTON (1977): Amer. Mineral. 62 (in press).
 LAVES, F. (1954): J. Geol. 62, 409–411.
 WENK, E., H. R. WENK, A. GLAUSER and H. SCHWANDER (1975): Contrib. Mineral. Petrol. 53, 311–326.
 WENK, E. and H. R. WENK (1977): Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 57, 41–57.

C. de Capitani (Bern): *Der Solvus im System $\text{CaCO}_3\text{-MnCO}_3$.*

F. de Quervain und **K. Zehnder** (Zürich): *Verhalten des Sandsteins von Ostermundigen gegenüber Kieselsäure-Ester als Festigungsmittel.* Siehe S. 445 dieses Heftes.

H. R. Pfeiffer (Zürich): *Untersuchungen an Quellwässern ultramafischer Gesteine und ihre Bedeutung als Modell für fluide Phasen der Metamorphose.* Siehe S. 361 dieses Heftes.

K. Bucher (Basel): *Die Stabilität von Phlogopit-Paragenesen in Dolomitmarmoren.*

Volker J. Dietrich¹⁾, Euan Nisbet¹⁾ und Roland Oberhänsli²⁾: *Chemismus metabasaltischer Gesteine aus alpinen Ophiolithen.*

Einführung

250 Metabasaltproben (Pillow-Laven, -Brekzien, tuffogene hyaloklastische Lager sowie Sills und Dikes) der penninischen Ophiolithe Graubündens und des Alpenordrandes wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalytik (Philips-Sequenzspektrometer PW 1450, EMPA Dübendorf) systematisch untersucht. Mittels Schmelzpillen (Probe: Lithiumtetraborat = 1 : 5) wurden die Hauptelemente SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3 Total}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Cr₂O₃ und NiO, mittels Pulverpillen die Spurenelemente Y, Nb, Zr, Rb und Sr analysiert. Interne Computerprogramme (DIETRICH et al., 1977) dienten zur automatischen Auswertung der Resultate. Es wurden Drift-, Untergrund- und Matrixkorrekturen durchgeführt. Zur Eichung dienten zwölf internationale Gesteinsstandards (US Geological Survey und NIM-Serie). Die relativen Fehler (Zählstatistik-, Drift-, Untergrund- und Matrixkorrekturen sowie Eichung) liegen zum Beispiel bei SiO₂ ± 0,5%, NiO ± 5% und bei den Spuren bei etwa ± 2 ppm. Die Veröffentlichung aller Ergebnisse ist in Vorbereitung.

Problemstellung

In Verbindung mit den Mineralchemismen und der Petrographie der Metabasaltproben werden die Gesamtgesteinschemismen (bei Meta-Pillow-Laven Chemismen verschiedener Zonen) zur Interpretation folgender Probleme herangezogen:

1. Chemische Austauschprozesse

Welche Haupt- und Spurenelemente erweisen sich während der Verwitterung und Metamorphose basaltischer Gesteine als mobil oder stabil?

In welcher Art, Grössenordnung und über welche Distanzen laufen die Austauschprozesse ab? Für die Untersuchung dieser Fragen wurden speziell die Pillow-Laven ausgewählt, da sie in sich geschlossene Gesteinskörper darstellen und trotz Deformation und Rekristallisation ihrer Gefüge bis in die Amphibolitfazies erkennbar sind (z. B. die Pillow-Laven der kontaktmetamorphen Muretto-Serie am Bergell-Ostrand; MONTRASIO, 1973) und demzufolge detailliert analysiert werden können.

2. Primäre Basaltchemismen

Ist aufgrund einiger als stabil gegen Verwitterung und Metamorphose erkannter Haupt- und Spurenelemente (z. B. Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅, Cr₂O₃, NiO sowie Zr, Y, Nb; siehe PEARCE und CANN, 1973, und PEARCE, 1975) eine Interpretation der alpinen Metabasalte als Basalte ozeanischer Kruste, ozeanischer Inseln oder Inselbögen möglich?

3. Rekonstruktion der Paleogeographie des Penninikums während des Juras und der Kreide

Mit Hilfe der Unterscheidung ursprünglicher Basaltchemismen und in Verbindung mit den sedimentären und strukturellen Aspekten der Ophiolithe könnten die ozeanischen bis epikontinentalen Bereiche des Penninikums rekonstruiert werden.

Ergebnisse

1. Mit Ausnahme der Pillow-Laven und Diabase des Arosener Gebietes weisen alle Proben basaltischen Chemismus auf, d. h. SiO₂ variiert zwischen 48 und 52 Gew.-%. Die Arosener Proben scheinen mit 54–56% SiO₂ eher andesitischen Charakter zu besitzen.

Demgegenüber streuen die Alkalien (insbesondere Na₂O bis zu 6%), CaO, MgO und FeO sehr stark. Die K₂O-Werte liegen meist weit unter 1%. TiO₂, P₂O₅ und Al₂O₃ scheinen

¹⁾ Institut für Kristallographie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

²⁾ Labor für Mikroröntgenspektroskopie der phil.-nat. Fakultät der Universität Bern, Sahlstrasse 6, CH-3012 Bern.

sich eher konstant zu verhalten. Trotz der erheblichen Streuung einiger Hauptelemente decken sich die Chemismen gleicher Gesteinstypen aus den verschiedenen Zonen der progressiven Regionalmetamorphose sehr stark: Vorkommen aus dem Alpennordrand in Zeolithfazies, aus der Aroser Zone in Prehnit-Pumpellyitfazies, aus der Platta-Decke im Oberhalbstein in Pumpellyit-Aktinolithfazies und Grünschieferfazies und aus der Muretto-Serie am Bergeller Ostrand in Amphibolitfazies. Demnach dürfte der Einfluss der Metamorphose zwischen Zeolith- und Amphibolitfazies in bezug auf Austauschprozesse recht gering sein.

Schon in der Zeolithfazies (z. B. in den Pillow-Laven aus den penninischen Flyschen bei Hindelang; DIETRICH, 1976) ist die gesamte Glasbasis der Basalte in Analcim-Chlorit-Quarz-Hämatit-Titanit-Kristallaggregate umgewandelt. Es scheint also, dass die wesentlichen chemischen Austauschprozesse, welche vor allem zu einer Anreicherung der Alkalien (Spilitisierung) während der Entglasung führten, auf submarine Verwitterungs- oder Hydrothermalprozesse oder allenfalls auf eine metasomatische Veränderung während der beginnenden Zeolithfazies zurückzuführen sind.

Da meist alle Pillow-Laven vom Abkühlungsrand (Hyaloklastitkruste) gegen das Innere kontinuierlich abnehmende Glasanteile enthalten, kann der unterschiedliche Chemismus zwischen randlichen und zentralen Bereichen an Meta-Pillow-Laven durch chemische Austauschprozesse während der Entglasung erklärt werden. Aus der Glasbasis rekristallisieren die metamorphen Mineralgemenge (Albit, Chlorit, Epidot, Aktinolith, Pumpellyit, Titanit usw.) in variolitischen und arboreszierenden Strukturen.

Gegenüber der Mobilität der meisten Hauptelemente scheinen einige Spurenelemente wie Cr, Ni, Zr, Y und Nb recht stabil zu sein. Dies erklärt sich in der Resistenz einiger akzessorischer Mineralien gegenüber Verwitterungsvorgängen: Titanomagnetit, Ilmenit, Chromspinelle, Zirkon, Apatit, Xenotim, welche die Träger dieser Spurenelemente darstellen. Obwohl sich diese Mineralien entsprechend den thermodynamischen Bedingungen bei fortschreitender Metamorphose umwandeln können, scheint die Mobilität dieser Spurenelemente in den Metabasalten nicht über den Zentimeterbereich hinauszugehen.

Im allgemeinen zeigen alle alpinen Metabasaltproben recht einheitliche Spurenelementkonzentrationen, die mit frischen Basalten gut vergleichbar sind. Einzig Rb und Sr verhalten sich variabel. Häufig ist Sr in Proben mit erhöhtem Calcitanteil (feinste Ader- und Hohlräumfüllungen) angereichert. Allerdings ist eine eindeutige lineare Beziehung der Konzentrationen dieser beiden Elemente nicht erkennbar.

2. Mit Hilfe der von PEARCE und CANN (1973) empirisch aufgestellten Diskriminationsdiagramme ($Zr/\frac{Ti}{100}/3Y$, $Zr/\frac{Ti}{100}/\frac{Sr}{2}$, Ti/Zr , Ti/Cr und Y/Nb) können die alpinen ophiolithischen Metabasalte in einer ersten Annäherung nach verschiedenen primären Basaltchemismen gegliedert werden. Nahezu alle Metabasaltproben liegen in den Feldern *ozeanischer Tholeiithbasalte*. Damit belegen einige Spurenelemente den anhand der Hauptelemente nur vermuteten Trend eines überwiegend primär basaltischen Chemismus, welcher für ozeanische Kruste typisch ist. Ausnahmen stellen sowohl die gabbroiden und hypabysalen Gesteine als auch die bereits erwähnten, eher andesitischen Vulkanite des Aroser Gebietes dar, welche in die Bereiche der kalkalkalischen Basalte fallen. Diese Gesteine bedürfen sicher noch einer weiteren detaillierten mineralogischen und geochemischen Untersuchung.

3. Die vorliegenden chemischen Resultate dürften die Existenz ozeanischer Kruste im penninischen Raum bereits hinreichend belegen. Über die Ausmasse dieses Raumes (ein penninischer Ozean oder nur ein randliches Meeresbecken) können anhand dieser Ergebnisse keine Aussagen gemacht werden. Unwahrscheinlich ist die Annahme eines schmalen ozeanischen Bereiches, welcher einer Grabenzone (rift) entsprechen würde. Es fehlen innerhalb der alpinen Ophiolithe typische alkalireiche Gesteine.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Schweizerischen Nationalfonds-Projektes 2.497-0.75 durchgeführt. Besonderen Dank schulden wir Herrn A. ESENWEIN (Eidgenössische Materialprüfungsanstalt Dübendorf) für die Hilfe am analytischen Teil der Arbeit.

Literatur

- DIETRICH, V. J. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen – Eine Arbeitshypothese. Geotekt. Forsch. 50, 1–84.
- DIETRICH, V., E. NISBET, R. OBERHÄNSLI und P. WALPEN (1977): Röntgenfluoreszenzanalyse der Silikatgesteine (Haupt- und Spurenelementanalytik). Institut für Kristallographie und Petrographie ETH Zürich. Internes Handbuch und Computerprogramme.
- MONTRASIO, A. (1973): Strutture a pillow nelle anfiboliti del M. Forno (Pennidico medio-Alpi Retiche). Accad. Nazion. dei Lincei, Rendic. della classe di scienze fisiche, matematiche e naturali, fasc. 1, Ser. VIII, vol. LIV, 14–23.
- PEARCE, J. A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics 25, 41–67.
- PEARCE, J. A. and J. R. CANN (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and planet. Sci. Lett. 19, 290–300.

P. Nievergelt und V. Dietrich (Zürich): *Die Gänge von andesitischen Basalten im Piz Lizun, Bergell.* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57, 267–280, 1977.

Jean Bertrand et Marc Vuagnat*): *Données chimiques diverses sur des ophiolites du Guatemala.*

Abstract

The results of some 50 chemical analyses of rocks collected from two ultramafic belts in the Central Cordillera of Guatemala are discussed. In these belts rodingites, pillow basalts and scarce metamorphic and acid igneous rocks are associated with the ultramafics in a "mélange". Partially serpentinized peridotites and serpentinites, as well as relict primary mineral phases, have compositions similar to those of alpinotype ultramafics. The association of rodingites and pillow basalts with these ultramafics agrees well with the ophiolitic character of the belts under discussion. It is noted that the submarine basalts have a more sodic character than recent oceanic tholeiites but this may be due to metasomatism during an episode of degradation. The present chemistry of the metamorphic and acid igneous rocks gives no obvious clue to their origin.

Introduction

Dans le cadre de l'étude que nous avons entreprise sur diverses ophiolites du Guatemala (BERTRAND et VUAGNAT, 1975, 1976; BERTRAND et SARP, 1976), nous présenterons ici l'ensemble des principales données chimiques acquises jusqu'à ce jour.

Non pas tant par souci de faire apparaître des rattachements à telle ou telle famille de roches ou autres évolutions que pour permettre une meilleure réception des données présentées, nous avons fait usage du calcul normatif CIPW et de quelques diagrammes simples obtenus soit directement à partir des résultats des analyses soit à partir des valeurs normatives.

Rappelons que les roches étudiées proviennent des deux ceintures de roches vertes de la cordillère centrale du Guatemala, constituées principalement de péridotites serpentinisées auxquelles sont associées, en particulier dans une zone de mélange typique, divers types de roches: basaltes en coussins, rodingites, roches métamorphiques, granites et albitites.

Pour les descriptions détaillées se rapportant à ces roches, nous renvoyons le lecteur intéressé aux travaux mentionnés ci-dessus.

Les ultramafites: péridotites partiellement serpentinisées et serpentinites

Nettement moins représentées que les serpentinites, les péridotites partiellement serpentinisées étudiées correspondent à des harzburgites; certaines peuvent présenter une tendance lherzolitique. Plusieurs caractères de tectonites ont été reconnus.

*) Département de Minéralogie, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4.

Les serpentinites sont de deux types:

- à chrysotile-lizardite, plus ou moins massives ou très tectonisées dans la zone de mélange;
- à antigorite, soit massive et formant des zones d'affleurement continues soit sous forme d'inclusions dans la zone de mélange. Les résultats des analyses de ces divers types de roches sont groupés dans les tableaux 1 et 2, ce dernier donnant les analyses recalculées «à sec» (élimination de H₂O et CO₂) afin d'avoir une même base de comparaison et de pouvoir juger des effets de la serpentinitisation en confrontant les résultats ainsi obtenus sur les roches totalement serpentinisées avec ceux de la harzburgite la plus fraîche. Une telle démarche repose évidemment sur l'hypothèse de départ que toutes les serpentinites analysées dérivent de péridotites de composition chimique comparable à celle de la harzburgite la moins serpentinisée.

L'étude microscopique (en particulier, proportions olivine-orthopyroxène-clinopyroxène) de même que les résultats des analyses des péridotites partiellement serpentinisées, avec en particulier la comparaison des teneurs en Al₂O₃ et CaO (tableau 1, analyses P 1, P 2, P 3) montrent que cette condition n'est en tout cas pas totalement satisfaite. Cette réserve faite, on relèvera tout d'abord le caractère résiduel de la harzburgite la plus fraîche en regard des compositions hypothétiques, données dans la littérature, pour le manteau supérieur non différencié. Il ressort également que la serpentinitisation ne correspond pas à une simple hydratation de la péridotite mais bien à un phénomène s'accompagnant de certains transferts d'éléments chimiques: en particulier, un net lessivage du calcium et, dans une moindre mesure, du fer s'accompagnant d'une augmentation du silicium et de l'aluminium. Ceci explique, en partie tout au moins, le déplacement des points représentatifs des serpentinites, dans le diagramme normatif CPX-OPX-OL (fig. 1), vers le sommet OPX, les péridotites les plus fraîches tombant dans le champ des péridotites alpinotypes ou à proximité immédiate de celui-ci. La comparaison des analyses des serpentinites à chrysotile-lizardite et de celles à antigorite révèle surtout un rapport Fe₂O₃/FeO plus élevé dans les premières; elle confirme également les conclusions de PAGE (1968), les teneurs en

Légende des tableaux 1, 2 et 3: Analyses chimiques et normes CIPW de péridotites plus ou moins serpentinisées et de serpentinites à chrysotile-lizardite et à antigorite

Caractéristiques essentielles des roches analysées:

- Analyses P 1, P 2 et P 3: péridotites partiellement serpentinisées (respectivement 10–15 %, 20–25 % et 50 %).
Minéralogie: olivine, enstatite, ± diopside, chrysotile, lizardite, spinelles, talc, chlorite.
Provenance: ceinture septentrionale, à proximité immédiate de la route Salama–Coban, à environ 10 km (P 2), 14 km (P 1) et 17 km (P 3) au nord de Salama.
- Analyses Scl 4 à Scl 15: serpentinites à chrysotile-lizardite.
Minéralogie: chrysotile-lizardite, spinelles, talc; ± chlorite, carbonate, grenat; amorces de développements d'antigorite occasionnels; parfois reliques de minéraux primaires (Scl 14 et Scl 15 en particulier).
Provenance: Analyses Scl 4 à Scl 9: zone de mélange, le long de la route CA 9, à l'est de la bifurcation pour Morazan–Coban.
Analyses Scl 10 à Scl 12: toujours dans la ceinture méridionale, mais le long de la route Morazan–Coban, à proximité (Scl 10 et Scl 11) et à 1 km au nord (Scl 12) de Morazan.
Analyses Scl 13 à Scl 15: ceinture septentrionale, à proximité immédiate de la route Salama–Coban d'une part (Scl 13: bord sud; Scl 14: partie centrale) et d'autre part lambeau d'ultramafites marquant l'extrémité occidentale de cette ceinture (Scl 15).
- Analyses Sa 16 à Sa 22: serpentinites à antigorite.
Minéralogie: antigorite; ± magnétite, carbonate, chlorite, talc.
Provenance: Analyses Sa 16, Sa 21 et Sa 22: le long de la route Morazan–Coban, des zones d'affleurement continues de serpentinite à antigorite visibles au bord nord de la ceinture méridionale.
Analyses Sa 17 à Sa 19: blocs en inclusions dans la zone de mélange à proximité de Manzanal.
Analyse Sa 20: variété schisteuse au contact d'une grande inclusion d'amphibolite, le long de la route CA 9 à environ 3 km à l'est de la bifurcation pour Morazan–Coban.

Tableau 1. Analyses chimiques de péridotites plus ou moins serpentinisées et de serpentinites à chrysotile-lizardite et à antigorite
(méthode analytique: voie humide)

	P 1 (1)*)	P 2	P 3	Scl 4	Scl 5	Scl 6	Scl 7	Scl 8
SiO ₂	42,70	41,40	39,10	40,00	40,90	39,80	41,70	42,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	1,55	1,21	1,14	2,51	3,21	1,41	1,99	2,85
Fe ₂ O ₃	2,51	4,33	3,53	6,04	3,73	7,73	1,97	4,23
Cr ₂ O ₃	0,57	0,28		0,41	0,39	0,52	0,35	0,34
FeO	5,25	3,25	4,01	0,63	0,33	0,37	(<0,20)	0,69
MnO	0,12	0,12	0,11	0,10	0,10	0,07	0,04	0,09
MgO	40,50	40,11	40,22	36,80	37,30	36,80	40,10	37,60
CaO	2,08	1,21	0,77	0,21	(<0,20)	(<0,20)	(<0,20)	(<0,20)
Na ₂ O	(<0,10)	0,15	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)
K ₂ O	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	4,46	} 7,45	} 10,94	} 13,31	} 13,65	} 12,66	} 13,05	} 11,12
H ₂ O ⁻								
CO ₂	0,83	0,45	0,00	0,32	0,39	0,28	0,37	0,81
Total	100,57	99,96	99,95	100,33	99,76	99,64	99,72	99,73
	Scl 9	Scl 10	Scl 11	Scl 12	Scl 13	Scl 14	Scl 15	
SiO ₂	38,70	40,00	40,70	40,10	40,80	41,00	39,90	
TiO ₂	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	2,40	1,48	1,24	1,27	2,55	1,49	1,50	
Fe ₂ O ₃	6,88	5,45	5,36	5,42	8,24	4,77	4,81	
Cr ₂ O ₃	0,44	0,44	0,45	0,43	0,49	0,40	0,17	
FeO	0,96	1,25	0,96	1,25	1,54	2,37	2,75	
MnO	0,00	0,12	0,10	0,11	0,12	0,11	0,11	
MgO	37,00	37,50	37,60	37,87	30,76	36,78	36,78	
CaO	0,36	0,65	0,30	0,24	0,95	0,28	0,82	
Na ₂ O	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	
K ₂ O	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
H ₂ O ⁺	13,74	} 13,54	} 13,58	} 13,50	} 14,69	} 12,53	} 12,91	
H ₂ O ⁻								
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,58	0,64	
Total	100,52	100,43	100,29	100,08	100,53	100,31	100,39	
	Sa 16	Sa 17	Sa 18	Sa 19	Sa 20	Sa 21	Sa 22	
SiO ₂	41,40	39,90	42,80	42,40	39,20	40,20	41,40	
TiO ₂	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	
Al ₂ O ₃	2,46	2,64	1,83	1,88	2,09	3,44	3,18	
Fe ₂ O ₃	3,91	8,57	1,75	3,63	4,92	5,32	2,94	
Cr ₂ O ₃	0,43	0,50	0,34	0,44	0,30	0,37	0,38	
FeO	3,48	0,40	4,74	2,99	1,59	1,88	4,12	
MnO	0,09	0,16	0,10	0,06	0,09	0,11	0,10	
MgO	36,96	35,00	36,37	36,39	36,80	35,81	36,05	
CaO	(<0,10)	(<0,20)	0,23	0,59	1,21	0,59	(<0,10)	
Na ₂ O	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	
K ₂ O	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	(<0,10)	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
H ₂ O ⁺	} 11,70	} 13,13	} 11,96	} 12,11	} 11,22	} 11,90	} 11,83	
H ₂ O ⁻								
CO ₂	0,11	0,33	0,34	0,23	2,27	0,38	0,14	
Total	100,63	100,63	100,32	100,72	99,69	100,00	100,22	

*) Le chiffre entre parenthèses correspond au numéro de cette analyse dans BERTRAND et VUAGNAT (1976).

Tableau 2. Analyses chimiques de péridotites plus ou moins serpentinisées et de serpentinites à chrysotile-lizardite et à antigorite

(méthode analytique: voie humide; analyses ramenées «à sec»: élimination H₂O et CO₂)

	P 1 (1)	P 2	P 3	Scl 4	Scl 5	Scl 6	Scl 7	Scl 8
SiO ₂	44,82	44,97	43,93	46,14	47,58	45,81	48,40	47,84
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	1,63	1,31	1,28	2,90	3,73	1,62	2,31	3,25
Fe ₂ O ₃	2,63	4,70	3,97	6,97	4,34	8,90	2,29	4,82
Cr ₂ O ₃	0,60	0,30	0,15	0,48	0,45	0,60	0,41	0,39
FeO	5,51	3,53	4,51	0,73	0,38	0,43	(< 0,20)	0,79
MnO	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,08	0,05	0,10
MgO	42,51	43,60	45,19	42,45	43,39	42,36	46,55	42,82
CaO	2,18	1,31	0,87	0,24	(< 0,20)	0,21	(< 0,20)	(< 0,20)
Na ₂ O	(< 0,10)	0,16	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)
K ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,01	100,01	100,02	100,03	99,99	100,01	100,01	100,01
	Scl 9	Scl 10	Scl 11	Scl 12	Scl 13	Scl 14	Scl 15	
SiO ₂	44,60	46,04	46,94	46,32	47,75	47,02	45,95	
TiO ₂	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	2,77	1,70	1,43	1,47	2,98	1,71	1,73	
Fe ₂ O ₃	7,93	6,27	6,18	6,26	9,64	5,47	5,54	
Cr ₂ O ₃	0,51	0,51	0,52	0,32	0,57	0,46	0,20	
FeO	1,11	1,44	1,11	1,43	1,80	2,72	3,17	
MnO	0,00	0,14	0,12	0,13	0,14	0,13	0,13	
MgO	42,64	43,16	43,36	43,74	36,00	42,18	42,35	
CaO	0,41	0,75	0,35	0,28	1,11	0,32	0,94	
Na ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	
K ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	100,02	100,01	100,01	100,01	99,99	100,01	100,01	
	Sa 16	Sa 17	Sa 18	Sa 19	Sa 20	Sa 21	Sa 22	
SiO ₂	46,61	45,77	48,54	47,97	45,47	45,83	46,91	
TiO ₂	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	
Al ₂ O ₃	2,77	3,03	2,08	2,13	2,42	3,92	3,60	
Fe ₂ O ₃	4,40	9,83	1,99	4,11	5,71	6,06	3,33	
Cr ₂ O ₃	0,48	0,57	0,39	0,50	0,35	0,42	0,43	
FeO	3,92	0,46	5,38	3,38	1,84	2,14	4,67	
MnO	0,10	0,18	0,11	0,07	0,10	0,13	0,11	
MgO	41,61	40,15	41,25	41,17	42,69	40,82	40,85	
CaO	(< 0,10)	(< 0,20)	0,26	0,67	1,40	0,67	(< 0,10)	
Na ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	
K ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	99,99	99,99	100,00	100,00	99,98	99,99	99,99	

SiO₂ et Al₂O₃ étant dans l'ensemble légèrement supérieures dans les serpentinites à antigorite, au contraire de celles en MgO et H₂O sensiblement plus basses. L'absence de très nettes différences de composition chimique, tant entre les deux types principaux de serpentinites qu'entre les serpentinites à antigorite provenant soit des affleurements continus soit d'inclusions dans la zone de mélange, permet cependant de penser à une origine commune pour l'ensemble de ces roches. On remarquera encore sur les diagrammes AFM et CPX-OPX-OL (fig. 1) que les serpentinites à antigorite apparaissent nettement mieux groupées que celles à chrysotile-lizardite; cela reflète leur composition minéralogique extrêmement constante.

Tableau 3. Normes CIPW des péridotites plus ou moins serpentinisées et des serpentinites à chrysotile-lizardite et à antigorite
(sur la base des résultats des analyses ramenées «à sec»)

	P 1 (1)	P 2	P 3	Scl 4	Scl 5	Scl 6	Scl 7	Scl 8
Ab	0,00	1,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
An	4,45	2,86	3,49	1,19	0,50	1,04	0,50	0,50
Di	Wo	2,66	1,52	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00
	En	2,17	1,29	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00
	Fs	0,17	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy	En	23,10	27,88	23,60	46,83	50,24	46,16	45,09
	Fs	1,78	0,73	1,10	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	Fo	56,46	55,63	62,11	41,25	40,43	41,56	49,44
	Fa	4,80	1,60	3,18	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	2,46	3,55	1,24	2,13	3,07
Mt	3,81	6,81	5,76	2,74	1,62	1,65	0,49	2,55
Hm	0,00	0,00	0,00	5,08	3,23	7,76	1,96	2,47
Il	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,40	99,70	99,88	99,75	99,57	99,41	99,61	98,94
	Scl 9	Scl 10	Scl 11	Scl 12	Scl 13	Scl 14	Scl 15	
Ab	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
An	2,03	3,72	1,74	1,39	5,51	1,59	4,66	
Di	Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	En	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Fs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Hy	En	39,99	41,08	46,45	43,93	62,04	49,07	
	Fs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	
Ol	Fo	46,37	46,52	43,10	45,35	19,33	39,21	
	Fa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	
C	2,02	0,34	0,79	0,96	0,96	1,13	0,02	
Mt	3,43	5,10	3,97	5,06	6,26	7,93	8,03	
Hm	5,56	2,75	3,44	2,77	5,32	0,00	0,00	
Il	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	99,49	99,51	99,49	99,46	99,42	99,57	99,80	
	Sa 16	Sa 17	Sa 18	Sa 19	Sa 20	Sa 21	Sa 22	
Ab	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
An	0,00	0,00	1,29	3,32	6,60	3,32	0,00	
Di	Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	
	En	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	
	Fs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Hy	En	48,21	52,99	48,26	49,73	35,81	46,77	
	Fs	1,67	0,00	3,97	1,43	0,00	0,00	
Ol	Fo	38,81	32,83	38,15	36,98	49,30	38,44	
	Fa	1,48	0,00	3,45	1,17	0,00	0,00	
C	2,77	3,03	1,61	0,91	0,00	2,70	3,60	
Mt	6,38	2,07	2,89	5,96	6,26	7,32	4,83	
Hm	0,00	8,40	0,00	0,00	1,40	1,01	0,00	
Il	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,17	
Total	99,51	99,32	99,62	99,50	99,63	99,56	99,57	

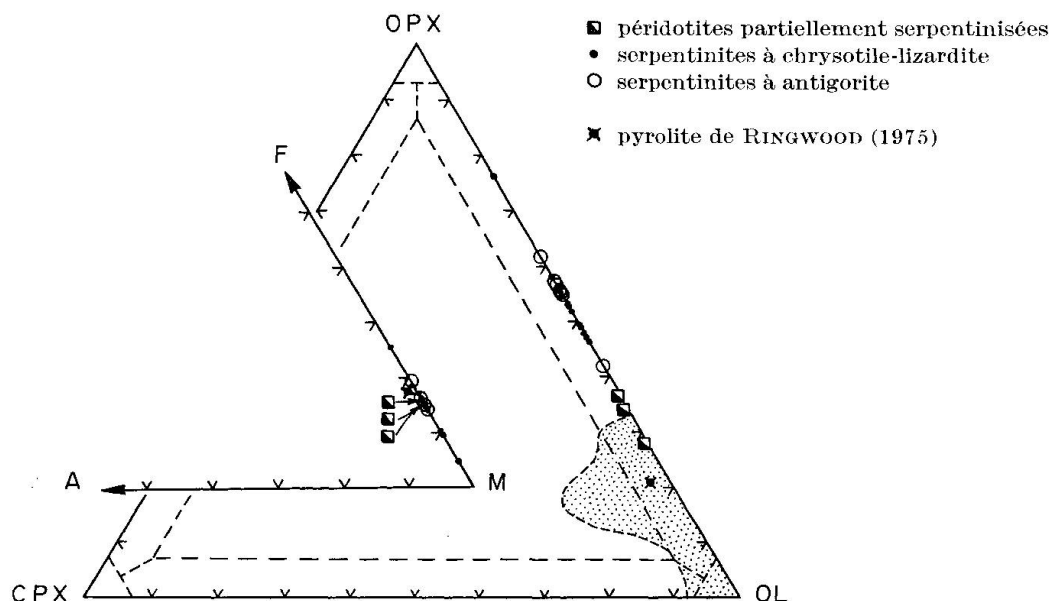


Fig. 1. Diagramme normatif CPX-OPX-OL (à partir des résultats des analyses recalculées «à sec») et diagramme AFM pour les ultramafites. Champ ombré: péridotites alpinotypes les plus communes.

Composition chimique des minéraux primaires essentiels des péridotites partiellement serpentinisées

La composition chimique du péridot, de l'orthopyroxène et du clinopyroxène a été déterminée à l'aide de la microsonde (tableau 4).

L'olivine, avec une teneur en forstérite voisine de 87%, se situe à la limite inférieure du domaine de composition caractéristique pour les olivines des ultramafites alpinotypes et du manteau supérieur (88-92% Fe). Le manganèse et le nickel, détectés en très faibles proportions, n'ont pas été dosés.

L'orthopyroxène, montrant très souvent de fines lamelles d'exsolution de clinopyroxène, paraît être, en dehors de celles-ci, d'une composition homogène mises à part de légères variations dans la distribution du calcium liées peut-être à une influence de ces exsolutions. Avec un rapport $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+}$ constant proche de 91, on retrouve une valeur typique de celle des orthopyroxènes des ultramafites alpinotypes; il en va de même pour les teneurs en CaO et Al_2O_3 . Le clinopyroxène, un diopside typique, est comparable à ceux que l'on rencontre dans les péridotites alpinotypes; nous n'y avons pas relevé de zonations bien définies, par contre certaines variations de composition, bien que peu importantes (cf. analyses Cpx 3b1 et Cpx 3b2, tableau 4) peuvent apparaître dans certains cristaux.

L'analyse quantitative précise des exsolutions de clinopyroxène s'est avérée impossible étant donné la finesse des lamelles. Toutefois, les mesures qui ont été le moins influencées par l'orthopyroxène ont montré qu'il s'agit d'un diopside, très vraisemblablement de composition voisine de celle des cristaux bien individualisés.

Les roches primairement associées aux ultramafites

Les données que nous possédons sur cette catégorie de roches sont limitées à un filon de dolérite à bords trempés (tableau 5, analyses de 3 et db 4), à un gabbro lité (tableau 5, analyse gb 2) dans lequel nous avons signalé la présence de vuagnatite (BERTRAND et SARP, 1976), et dont les relations avec la péridotite encaissante sont moins évidentes (filon ou horizon différencié), et à un filon de hornblendite (tableau 5, analyse hb 1). Il serait donc illusoire de tirer des conclusions à partir de ces quelques résultats.

Tableau 4. Chimisme des minéraux primaires essentiels des péridotites partiellement serpentinisées

(méthode analytique: microsonde)

	Péridot		Orthopyroxène		Clinopyroxène		
	O1 1 (P 1) *	O1 2 (P 3)	Opx 1 (P 1)	Opx 2 (P 3)	Cpx 3a	Cpx 3b1	Cpx 3b2
	Pourcentages poids						
SiO ₂	41,73	41,42	56,82	56,60	52,22	53,16	52,75
Al ₂ O ₃			2,68	2,52	4,08	2,08	3,72
Cr ₂ O ₃			0,55	0,57			
FeO	8,89	9,29	6,02	5,70	2,37	1,99	2,19
MgO	49,34	49,00	33,33	33,72	17,33	17,61	17,80
CaO			0,71	0,80	23,65	24,57	23,39
Na ₂ O			0,03	0,01	0,24	0,11	0,23
Total	99,96	99,71	100,14	99,92	99,89	99,52	100,08
	Formules cationiques						
	(Base: 4 O)		(Base: 6 O)				
Si	1,01	1,01	1,954	1,947	1,900	1,943	1,912
Al			0,046	0,053	0,100	0,057	0,088
Σ			2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al			0,063	0,049	0,075	0,032	0,071
Cr			0,015	0,016			
Fe ²⁺	0,18	0,19	0,173	0,165	0,072	0,061	0,067
Mg	1,79	1,79	1,704	1,729	0,940	0,959	0,961
Ca			0,031	0,031	0,921	0,961	0,908
Na			—	—	0,009	0,004	0,009
Σ	1,97	1,98	1,986	1,990	2,017	2,017	2,016
Fo-Fa	87,2-12,8	86,7-13,3					
$\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$	90,9	90,4	90,8	91,3	92,9	94,0	93,5
Mg			89,3	89,8	48,6	48,4	49,6
Fe ²⁺			9,1	8,6	3,7	3,1	3,5
Ca			1,6	1,6	47,7	48,5	46,9

(Standards: Si: péridot, diopside; Al: jadéite; Cr: Cr pur; Fe: Fe pur, péridot; Mg: péridot, diopside; Ca: diopside, wollastonite; Na: jadéite)

*) Désignation de l'analyse de la roche correspondante dans les tableaux 1, 2 et 3.

Légende des tableaux 5 et 6: Analyses chimiques et normes CIPW de roches primaires associées aux ultramafites et de roches métamorphiques incluses dans les serpentinites

Caractéristiques essentielles des roches analysées:

— Roches primaires associées aux ultramafites.

Analyses hb 1 (hornblendite), dc 3 et db 4 (dolérite, centre et bord du filon, respectivement): voir BERTRAND et VUAGNAT (1976).

Analyse gb 2 (gabbro à vuagnatite): voir BERTRAND et SARP (1976).

— Roches métamorphiques incluses dans les serpentinites.

Analyses amg 5, amg 8 (amphibolites à grenat) et amm 9 (amphibolite micacée): voir BERTRAND et VUAGNAT (1976).

Analyses amg 6 et amg 7: Amphibolites à grenat (l'analyse 17, dans BERTRAND et VUAGNAT [1976], correspond à la moyenne de ces deux analyses).

Tableau 5. Analyses chimiques de roches primairement associées aux ultramafites et de roches métamorphiques incluses dans les serpentinites (méthode analytique: voie humide)

	hb 1 (4) *	gb 2	dc 3 (5)	db 4 (6)	amg 5 (16)	amg 6	amg 7	amg 8 (18)	amm 9 (21)
SiO ₂	39,80	38,60	54,40	52,30	48,50	45,80	48,90	46,40	53,00
TiO ₂	2,36	2,45	0,81	0,76	1,87	2,18	1,69	1,77	0,12
Al ₂ O ₃	10,17	21,64	14,78	15,21	12,98	13,36	12,47	14,38	4,63
Fe ₂ O ₃	3,01	1,19	3,15	1,00	2,56	3,10	3,35	2,25	2,19
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	traces
FeO	8,65	5,28	7,34	6,92	10,23	10,94	8,38	9,07	4,99
MnO	0,19	0,12	0,17	0,18	0,21	0,22	0,16	0,23	0,35
MgO	18,42	9,20	5,74	6,38	7,11	7,36	7,31	9,95	20,61
CaO	8,30	11,56	7,18	8,17	10,51	9,73	10,00	8,95	9,95
Na ₂ O	1,20	1,48	4,19	4,28	3,89	3,94	4,35	2,98	0,74
K ₂ O	0,16	(<0,1)	0,45	0,12	0,27	0,35	0,21	0,30	0,24
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,08	0,15	0,29	0,43	0,18	0,25	0,02
H ₂ O ⁺	5,77	8,23	} 2,01	4,04	1,36	1,91	2,66	2,75	} 2,23
H ₂ O ⁻	0,00	0,00		0,00	(0,13)	0,00	0,00	0,00	
CO ₂	1,57	0,24	0,00	0,12	0,27	0,18	0,00	0,38	0,82
Total	99,64	100,05	100,30	99,63	100,05	99,50	99,66	99,66	99,89

Tableau 6. Normes CIPW de roches primairement associées aux ultramafites et de roches métamorphiques incluses dans les serpentinites

	hb 1 (4)	gb 2	dc 3 (5)	db 4 (6)	amg 5 (16)	amg 6	amg 7	amg 8 (18)	amm 9 (21)	
Qz	0,00	0,00	3,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,16	
Or	1,00	0,00	2,66	0,71	1,60	2,07	1,24	1,77	1,42	
Ab	10,57	9,07	35,44	36,20	30,29	25,78	32,16	25,20	6,26	
An	22,78	52,40	20,20	21,94	17,16	17,74	13,89	24,89	8,60	
Ne	0,00	1,87	0,00	0,00	1,41	4,09	2,51	0,00	0,00	
Lc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di	Wo	3,96	1,26	6,22	7,03	13,10	11,10	14,42	6,42	14,80
	En	2,94	0,94	3,52	3,99	7,07	6,01	8,76	4,03	11,46
	Fs	0,63	0,20	2,43	2,75	5,58	4,70	4,87	2,00	1,74
Hy	En	11,43	0,00	10,77	10,48	0,00	0,00	0,00	4,73	39,85
	Fs	2,45	0,00	7,42	7,23	0,00	0,00	0,00	2,35	6,06
Ol	Fo	23,37	15,39	0,00	0,99	7,45	8,63	6,62	11,22	0,00
	Fa	5,53	3,62	0,00	0,75	6,48	7,44	4,06	6,14	0,00
Mt	4,54	1,73	4,57	1,45	3,71	4,49	4,86	3,26	3,18	
Il	4,67	4,65	1,54	1,44	3,55	4,14	3,21	3,36	0,28	
Ap	0,09	0,14	0,19	0,36	0,69	1,01	0,47	0,59	0,05	
Cc	0,00	0,55	0,00	0,27	0,61	0,41	0,00	0,86	1,86	
H ₂ O	6,01	8,23	2,01	4,04	1,36	1,91	2,66	2,75	2,23	
Total	99,97	100,05	100,32	99,63	100,06	99,52	99,73	99,66	99,95	
Pl-An	68,31	85,25	36,31	37,74	36,16	40,76	30,16	49,78	57,88	
Or	2,91	0,00	4,56	1,21	3,26	4,54	2,62	3,41	8,72	
Ab	30,77	14,76	60,79	61,51	61,75	56,55	68,01	48,51	38,45	
An	66,32	85,24	34,65	37,28	34,98	38,91	29,37	48,08	52,83	

*) Les chiffres entre parenthèses correspondent aux numéros des analyses dans BERTRAND et VUAGNAT (1976).

On remarquera cependant que la position du gabbro dans les diagrammes Ab-An-Or normatives et $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ (fig. 2) traduit bien la conservation du caractère basique originel du plagioclase de même que la tendance rodingitique de la roche, cette dernière étant par ailleurs confirmée par la présence de néphéline normative (fig. 4); dans le diagramme AFM (fig. 3) le point figuratif de ce gabbro se situe dans le champ de nombreux cumulats de complexes ophiolitiques. Pour la dolérite, on relèvera que centre et bord du filon se situent, dans les divers diagrammes présentés, dans ou à proximité du champ des

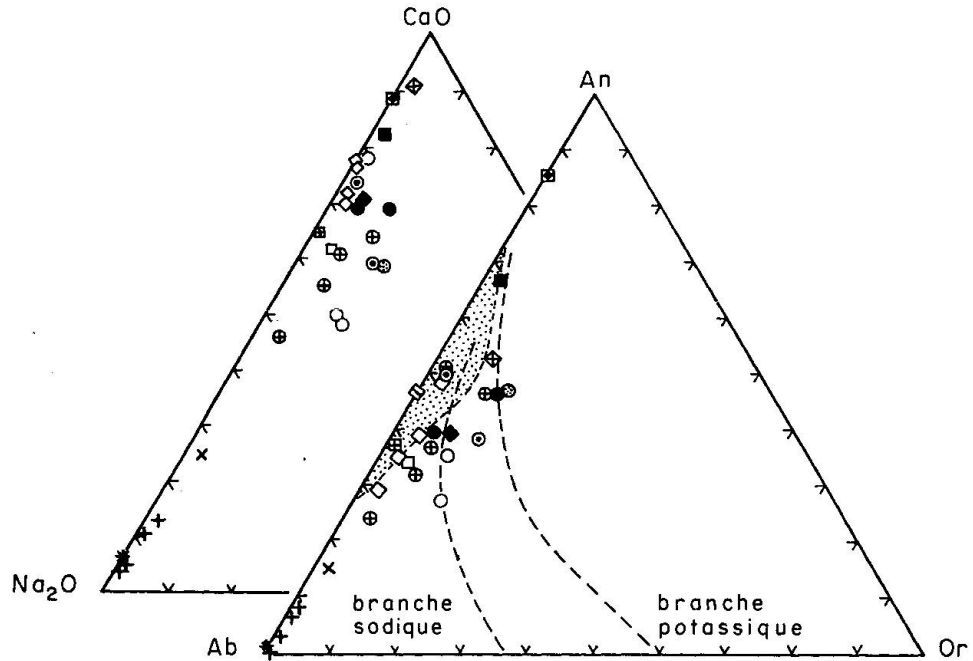


Fig. 2. Diagrammes $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ et Ab-An-Or normatives avec limites entre champs des séries sodique et potassique. Champ ombré: basaltes des dorsales océaniques actuelles.

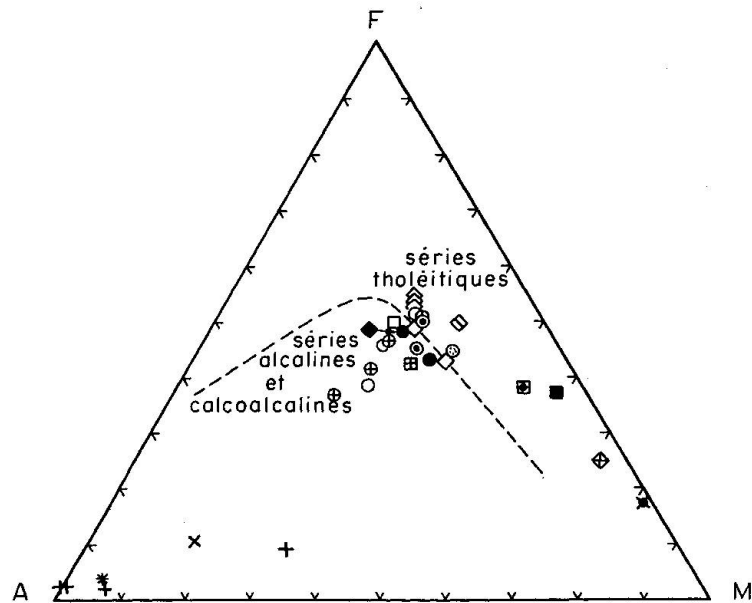


Fig. 3. Diagramme AFM.

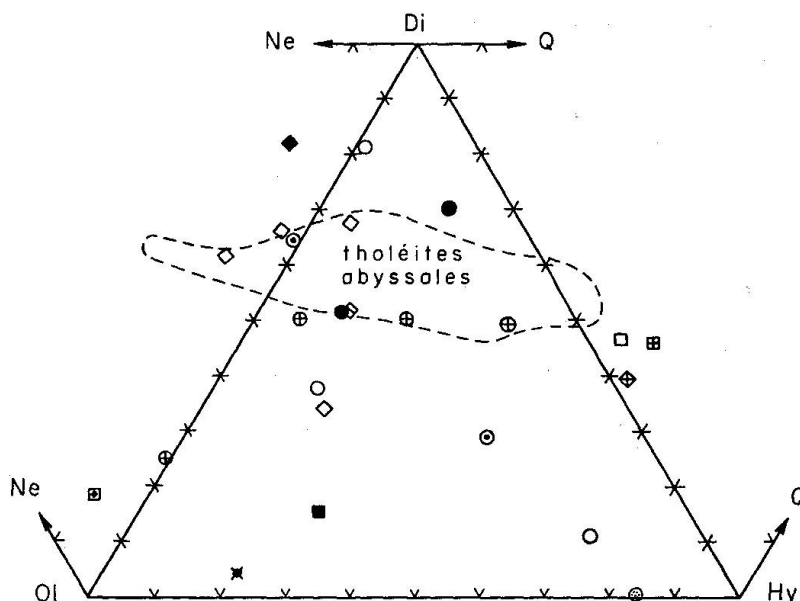


Fig. 4. Diagramme normatif Ne-Ol-Di-Hy-Q avec limite du champ des tholéites des rides médio-océaniques actuelles.

basaltes en coussins et roches connexes. Si l'on peut envisager que de tels filons puissent correspondre à un équivalent hypabyssal des basaltes en coussins, cette hypothèse devrait néanmoins être étayée par un plus grand nombre de données. D'autre part, il est vraisemblable qu'une partie des rodingites dérivent de tels filons.

Les roches incluses dans la zone de mélange

Les principaux types de roches classiquement associés à de telles zones ont été observés et peuvent se répartir en deux catégories distinctes :

- a) Roches se rattachant indubitablement à une séquence ophiolitique : basaltes en coussins et roches connexes, rodingites.
- b) Roches dont l'origine est plus équivoque : roches métamorphiques (éclogites, amphibolites à grenat, jadéitites) et roches acides (albitites, granites) qui, les unes et les autres, peuvent être considérées soit comme étrangères soit comme provenant de termes de la séquence ophiolitique.

Légende des tableaux 7 et 8 : Analyses chimiques et normes CIPW des basaltes en coussins et des roches connexes

Caractéristiques essentielles des roches analysées :

- Analyses Bc 1 et Bc 2 : respectivement centre et bord d'un même pillow.
- Analyses Bc 3 et Bc 4 : respectivement centre et bord d'un autre pillow.
- Analyses Bc 5 et Bc 6 : respectivement partie interne et bord d'un autre pillow.
- Analyse Bc 7 : fragment de bord de pillow dans brèche de pillows.
- Analyse Bc 8 : élément d'une brèche de pillows : centre de pillow ou fragment de filon.
- Analyse Bc 9 : zone de diabase massive.
- Analyse Bc 10 : brèche de pillows à prédominance de fragments de bords.
- Analyse Bc 11 : «grauwacke».

Pour les données plus détaillées se rapportant à ces roches, voir BERTRAND et VUAGNAT (1975).

- Analyse Bc 12 : brèche de pillows à ciment carbonaté avec prédominance d'éléments à structures fines. Composition minéralogique semblable à celle des autres roches basaltiques analysées.

Tableau 7. Analyses chimiques des basaltes en coussins et des roches connexes
(méthode analytique: voie humide; CaCO₃ formée avec CO₂ déduite)

	Bc 1 (1)*	Bc 2 (2)	Bc 3 (4)	Bc 4 (5)	Bc 5 (6)	Bc 6 (7)	Bc 7 (8)	Bc 8 (9)	Bc 9 (10)	Bc 10 (11)	Bc 11 (12)	Bc 12
SiO ₂	47,32	51,26	49,62	51,10	52,17	45,54	55,38	49,00	47,12	49,40	49,27	45,78
TiO ₂	1,10	1,17	1,21	1,19	1,25	1,07	1,24	1,62	1,17	1,52	1,19	1,26
Al ₂ O ₃	16,32	17,08	16,53	17,27	16,48	16,61	17,52	15,41	16,33	15,40	15,18	16,81
Fe ₂ O ₃	4,08	3,16	3,97	3,90	2,17	2,87	3,48	4,34	3,52	2,80	1,40	4,78
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,23	0,15	0,00	0,00	0,11	0,23	0,13	0,00	0,00	0,39
FeO	5,53	4,95	5,45	5,81	5,50	9,07	3,29	5,44	5,46	7,21	9,23	5,18
MnO	0,21	0,15	0,21	0,20	0,14	0,20	0,16	0,20	0,21	0,18	0,20	0,37
MgO	5,47	5,45	5,66	5,86	5,83	7,42	4,52	5,80	7,31	7,42	9,22	6,36
CaO	12,03	7,09	7,74	5,50	5,87	7,39	5,74	9,86	9,25	6,81	5,50	10,22
Na ₂ O	3,23	4,99	4,30	4,40	4,85	3,15	6,35	3,78	2,92	3,41	2,57	3,43
K ₂ O	0,23	0,84	0,78	1,20	1,56	1,09	0,53	0,59	1,24	1,38	1,26	0,30
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,11	0,11	0,10	0,10	0,12	0,18	0,07	0,16	0,13	0,20
H ₂ O ⁺	4,81	3,66	3,81	3,92	3,72	5,73	1,42	3,61	4,82	4,40	5,44	4,70
Total	100,46	99,93	99,62	100,61	99,64	100,24	99,86	100,06	99,55	100,09	100,59	99,78

Tableau 8. Normes CIPW des basaltes en coussins et des roches connexes

	Bc 1 (1)	Bc 2 (2)	Bc 3 (4)	Bc 4 (5)	Bc 5 (6)	Bc 6 (7)	Bc 7 (8)	Bc 8 (9)	Bc 9 (10)	Bc 10 (11)	Bc 11 (12)	Bc 12	
Or	1,36	4,96	4,61	7,09	9,22	6,44	3,13	3,49	7,33	8,15	7,44	1,77	
Ab	27,32	42,20	36,37	37,21	41,02	26,46	53,71	31,97	24,70	28,84	21,74	28,61	
An	29,36	21,73	23,50	23,83	18,60	27,97	17,75	23,34	27,79	22,64	26,17	29,59	
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	
Lc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di	Wo	12,30	5,25	5,91	1,14	4,12	3,35	4,15	10,18	7,36	4,21	0,11	8,26
	En	8,18	3,57	4,00	0,75	2,65	1,89	3,27	7,24	5,16	2,68	0,06	5,95
Hy	Fs	3,22	1,27	1,46	0,30	1,19	1,32	0,41	2,06	1,58	1,27	0,04	1,57
	En	0,38	1,10	3,98	10,39	2,39	0,00	5,69	4,22	2,64	9,17	18,24	0,00
Ol	Fs	0,15	0,39	1,44	4,17	1,07	0,00	0,72	1,20	0,81	4,34	11,28	0,00
	Fo	3,54	6,23	4,28	2,41	6,64	11,62	1,60	7,29	4,64	3,26	6,93	
	Fa	1,54	2,44	1,71	1,07	3,28	8,93	0,22	0,65	2,46	2,42	2,22	2,01
Mt	5,92	4,58	5,76	5,65	3,15	4,16	5,05	6,29	5,10	4,06	2,03	6,93	
Il	2,09	2,22	2,30	2,26	2,37	2,03	2,35	3,07	2,22	2,89	2,26	2,39	
Ap	0,31	0,31	0,26	0,26	0,24	0,24	0,28	0,43	0,17	0,38	0,31	0,47	
Cc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
H ₂ O	4,81	3,66	3,81	3,92	3,72	5,73	1,42	3,61	4,82	4,40	5,44	4,70	
Total	100,48	99,91	99,39	100,45	99,66	99,94	99,75	99,84	99,43	100,09	100,60	99,40	
Pl-An	51,80	33,99	39,25	39,04	31,20	51,39	24,84	42,20	52,94	43,98	54,62	50,84	
Or	2,34	7,20	7,15	10,41	13,39	10,58	4,20	5,94	12,25	13,67	13,44	2,95	
Ab	47,07	61,26	56,41	56,61	59,59	43,47	72,00	54,37	41,29	48,36	39,28	47,71	
An	50,59	31,54	36,44	34,98	27,02	45,95	23,80	39,69	46,46	37,97	47,28	49,34	

*) Les chiffres entre parenthèses correspondent aux numéros des analyses dans BERTRAND et VUAGNAT (1975).

Les basaltes en coussins et roches connexes

Rappelons que ces roches, observées le long de la route CA 9, à environ 6 km à l'est de Manzanal, montrent une paragenèse typique du faciès pumpellyite-prehnite. Albite-oligo-clase acide, augite, pumpellyite, chlorite sont en effet les minéraux constitutifs essentiels alors que prehnite, calcite, quartz, stilpnomélane, spinelle, sphène, leucoxène et minéraux opaques apparaissent accessoirement. Les analyses données dans le tableau 7 correspondent, à deux exceptions près, à celles publiées dans BERTRAND et VUAGNAT (1975) mais

qui ont été ici recalculées après avoir formé de la calcite secondaire avec le CO_2 disponible. Les normes CIPW (tableau 8) ont été obtenues à partir de ces résultats. En admettant que la calcite est d'origine secondaire, nous faisons une hypothèse, certes basée sur des faits d'observation, mais qui n'en introduit pas moins le risque d'éliminer une part de calcium juvénile, créant ainsi une augmentation relative de la teneur des autres éléments qui ne se manifesterait toutefois, de manière sensible, que pour le silicium. Si ces basaltes apparaissent aujourd'hui comme affectés par un métamorphisme de type régional, il est fort probable que des transformations précoces, tant lors de la phase océanique que lors de celle de l'incorporation de ce matériel océanique dans les marges continentales, aient contribué à donner à ces roches leur caractère actuel.

Il convient par conséquent de considérer que le chimisme originel de ces laves a très vraisemblablement été modifié au cours de ces diverses phases, ainsi que le montrent en particulier divers travaux récents consacrés à l'étude des altérations affectant les roches des dorsales océaniques actuelles. (AUMENTO et al., 1976), et de tenir compte de cette réserve dans l'interprétation des résultats obtenus.

Dans les diagrammes $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ et Ab-An-Or normatives (fig. 2) la majorité des points figuratifs de ces basaltes et roches connexes, groupés dans un champ assez bien défini, se situent en dehors, bien que souvent à proximité immédiate, du champ des basaltes des dorsales océaniques actuelles. A côté d'une teneur en potassium plus élevée, ceci est vraisemblablement attribuable à l'albitisation du plagioclase. L'influence de cette albitisation se marque particulièrement bien sur les diagrammes alcalis/ SiO_2 (fig. 5) et AFM (fig. 3) dans lesquels la majorité des roches analysées tombent dans le domaine des basaltes alcalins comme cela est généralement le cas pour nombre de spilites; ce phénomène peut donc conduire à des conclusions erronées sur la nature primaire du magma. Dans le diagramme normatif Ne-Ol-Di-Hy-Q (fig. 4), la dispersion des points figuratifs est beaucoup plus importante; seule la moitié de ceux-ci tombent dans, ou à proximité immédiate, du champ des tholéites abyssales.

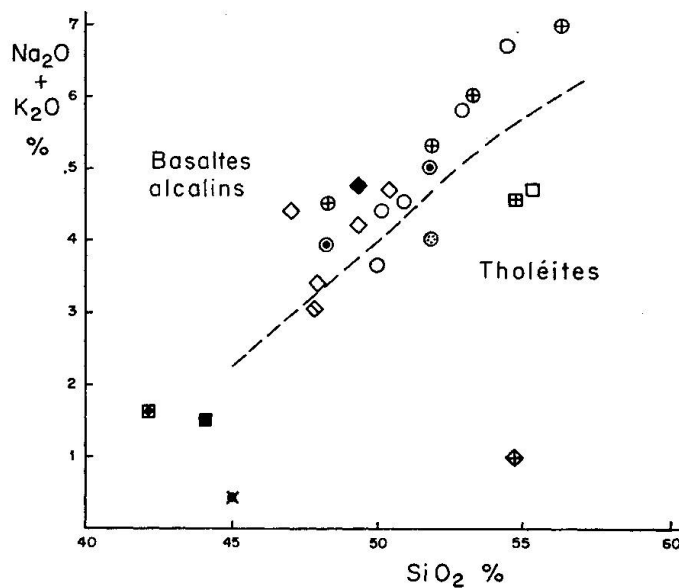


Fig. 5. Diagramme alcalis/ SiO_2 .

Les rodingites

Observées dans de nombreux complexes ophiolitiques alpinotypes, le plus communément associées à des zones totalement serpentinisées et fortement tectonisées, les rodingites peuvent avoir plusieurs origines. Les unes résultent visiblement de la transformation de filons ou horizons différenciés primitivement associés à la péridotite (gabbros, dolérites,

diabases, etc.), les autres ont une origine tectonique et dérivent soit de termes de la séquence ophiolitique (laves en coussins et roches connexes, par exemple), soit n'ont aucune liaison génétique avec cette dernière (roches sédimentaires, certaines roches acides). Il semble maintenant clairement établi que les transformations caractéristiques de ces roches sont dues à un métasomatisme calcique étroitement lié aux processus de serpentinitisation. BARNES et O'NEIL (1969) ont en effet démontré que des solutions enrichies en CaOH lors de la serpentinitisation servaient de véhicule de transport pour le calcium. Il s'agit donc de transformations précoces rattachées, dans la plupart des cas, à la phase océanique de l'histoire des ophiolites et auxquelles s'associe une intense activité tectonique, confirmant par ailleurs que la mise en place des ultramafites ophiolitiques est assujettie à des processus tectoniques majeurs. En dehors de la phase océanique proprement dite, serpentinitisation et rodingitisation peuvent également se développer lors de phases ultérieures, de subduction ou d'obduction par exemple (COLEMAN, 1977). Enfin, les effets d'un métamorphisme régional peuvent venir se surimposer à ces transformations initiales.

Les rodingites dont nous donnons les résultats des analyses dans le tableau 9, ont été récoltées le long ou à proximité immédiate, soit de la route CA 9, entre la bifurcation de cette dernière avec la route pour Coban et les affleurements de basaltes en coussins (BERTRAND et VUAGNAT, 1975), soit de la route pour Coban, entre la bifurcation mentionnée ci-dessus et Morazan. Une seule rodingite analysée (R 14) provient de la ceinture ultramafique nord dans laquelle ce type de roche semble beaucoup plus rare.

Nous avons donné la description minéralogique détaillée de ces roches dans un précédent article (BERTRAND et VUAGNAT, 1976).

On peut raisonnablement admettre pour les rodingites étudiées une composition chimique initiale comparable à celle des basaltes en coussins (tableau 7) ou de la dolérite analysés (tableau 5, analyses de 4 et de 5), puisque toutes, dans la mesure où les structures originelles sont encore reconnaissables, dérivent de diabases.

La caractéristique essentielle des rodingites, c'est-à-dire le fort apport en CaO accompagné d'une diminution importante de la teneur en SiO₂, est donc respectée (tableau 9). La dispersion des valeurs obtenues, d'une rodingite à l'autre, mais aussi dans une même rodingite (analyses R 4 et R 5), ne traduit pas uniquement un degré plus ou moins important de métasomatose calcique mais aussi les effets de la chloritisation, bien exprimée par les teneurs en MgO et H₂O, affectant un ou plusieurs minéraux constitutifs et qui, d'une manière quasi généralisée est associée au processus de rodingitisation. Cette chloritisation

Légende du tableau 9: Analyses chimiques des rodingites

Caractéristiques essentielles des roches analysées:

- Analyses R 1 et R 2: deux échantillons de la partie centrale d'un même filon diabasique rodingitisé.
- Analyse R 3: bord du même filon rodingitique.
- Analyse R 4 et R 5: deux échantillons de la partie centrale d'une rodingite diabasique.
- Analyse R 6: bord de la même rodingite.
- Analyse R 7: partie centrale d'une rodingite diabasique.
- Analyse R 8: partie centrale d'une rodingite probablement diabasique.

Pour les données plus détaillées se rapportant à ces rodingites, voir BERTRAND et VUAGNAT (1976).

— Autres analyses:

R 9: Partie centrale. Structure intersertale reconnaissable. Hydrogrenat, pyroxène, chlorite.

R 10: Partie centrale. Structure intersertale reconnaissable. Hydrogrenat, pyroxène, idocrase, chlorite.

R 11: Partie centrale. Structure intersertale reconnaissable. Hydrogrenat, chlorite, (pyroxène, prehnite).

R 12: Partie interne. Structure intersertale probable. Hydrogrenat, pyroxène, actinote-trémolite, chlorite.

R 13: Zone marginale à caractère bréchiq. Fragments à structure non identifiable. Hydrogrenat, chlorite.

R 14: Rodingite à caractère bréchiq: mélange de fragments des parties marginale et interne. Chlorite, grenat, (idocrase).

R 15: Brèche diabasique à mésostase sédimentaire rodingitisée. Chlorite, pumpellyite, épidote, (hydrogrenat?).

Tableau 9. Analyses chimiques des rodingites
(méthode analytique: voie humide)

	R 1 (7)*	R 2 (7)	R 3 (7a)	R 4 (8)	R 5 (8)	R 6 (8a)	R 7 (10)	R 8 (9)
SiO ₂	36,40	36,50	31,60	32,30	30,00	27,10	40,90	34,70
TiO ₂	0,51	0,51	0,34	0,64	0,77	0,70	0,64	0,37
Al ₂ O ₃	15,32	14,22	16,51	17,28	19,52	21,82	8,59	16,36
Fe ₂ O ₃	5,58	7,64	4,25	4,51	3,43	0,66	8,59	3,97
Cr ₂ O ₃	—	—	traces	—	—	traces	—	—
FeO	1,98	0,73	5,30	3,79	6,67	13,97	0,91	5,07
MnO	0,18	0,16	0,21	0,18	0,23	0,40	0,11	0,14
MgO	5,91	6,12	27,40	9,40	11,07	14,10	8,29	8,93
CaO	29,41	29,79	1,92	23,94	19,25	9,82	27,19	24,63
Na ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	0,10	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)
K ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,05	0,08	0,09	0,10	0,06	0,07
H ₂ O ⁺	} 3,45 }	} 3,84 }	} 11,88 }	5,64	} 7,87 }	10,25	4,00	4,83
H ₂ O ⁻				(< 0,11)		(< 0,08)	(< 0,09)	
CO ₂	0,86	0,52	0,61	1,78	1,07	0,70	0,27	1,05
Total	99,66	100,08	100,17	99,54	99,97	99,62	99,55	100,12
	R 9	R 10	R 11	R 12	R 13	R 14	R 15	
SiO ₂	40,30	39,40	37,80	38,70	31,70	27,95	37,20	
TiO ₂	0,42	0,43	0,36	0,38	0,62	0,82	0,74	
Al ₂ O ₃	12,51	13,00	11,34	14,02	12,78	16,57	18,08	
Fe ₂ O ₃	6,41	6,42	8,30	4,93	9,68	2,28	4,27	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	
FeO	1,19	1,00	0,47	6,34	5,24	2,70	3,44	
MnO	0,15	0,08	0,17	0,21	0,19	0,09	0,13	
MgO	5,60	3,97	6,20	11,09	18,60	19,13	9,55	
CaO	31,55	34,00	32,59	17,78	12,41	15,46	16,97	
Na ₂ O	0,19	0,13	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	
K ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	~ 0,10	
P ₂ O ₅	0,33	0,02	0,03	0,02	0,07	0,08	0,18	
H ₂ O ⁺	1,35	1,03	2,22	} 7,03 }	} 8,95 }	13,20	8,09	
H ₂ O ⁻	(< 0,04)	(< 0,05)	(< 0,11)					
CO ₂	0,48	0,79	0,33	—	0,20	1,37	1,04	
Total	100,48	100,27	99,81	100,50	100,44	99,65	99,79	

*) Les chiffres entre parenthèses correspondent aux numéros des analyses dans BERTRAND et VUAGNAT (1976).

n'est ici, le plus souvent, pas limitée aux marges de contact avec la serpentinite; elle s'est développée de manière irrégulière dans la rodingite expliquant en partie les différences de composition chimique pouvant s'observer dans la partie interne d'une même rodingite. A côté de ces variations majeures, on relèvera le lessivage quasi total de Na₂O et de K₂O, une diminution très nette de la teneur en TiO₂ et, dans l'ensemble, une augmentation de la proportion de Fe₂O₃, le pourcentage de fer total ne variant pas de manière significative. Si l'on désire faire un bilan chimique plus précis des transformations observées, on se heurte à plusieurs difficultés majeures: méconnaissance de la composition chimique originelle exacte de la roche; superposition de deux processus: développement des silicates de chaux et chloritisation; absence, ou remaniements, de contact entre rodingites et serpentinite encaissante. Etabli sur la base des oxydes présentant les variations de proportions les plus significatives, le diagramme $\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}/\text{SiO}_2$ (voir fig. 6) met à la fois en évidence le champ des basaltes en coussins et de la dolérite analysés et celui des rodingites et permet, pour ces dernières, de juger de l'importance de la chloritisation.

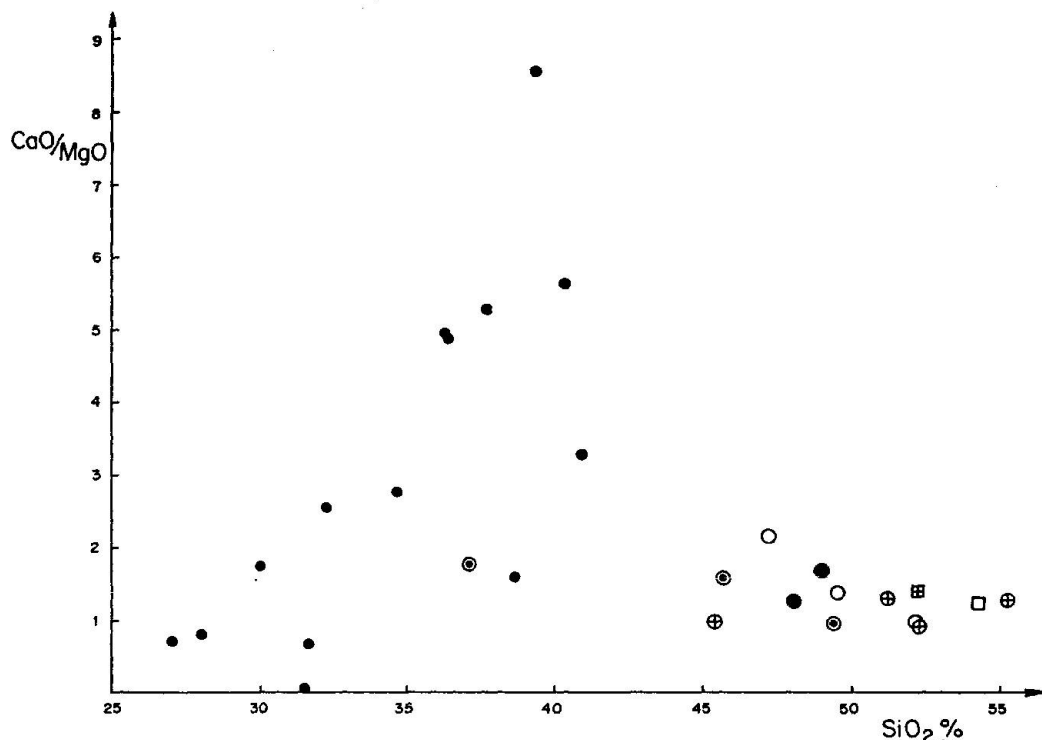


Fig. 6. Les rodingites (●) dans le diagramme $\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}/\text{SiO}_2$. Comparaison avec dolérite et basaltes en coussins et roches connexes analysés.

Légende commune aux figures 2 à 6

Roches primairement associées aux ultramafites

- hornblendite
- ⊠ gabbro à vuagnatite
- centre } filon de dolérite
- ⊠ bord }

Roches associées à la zone de mélange

Basaltes en coussins et roches connexes

- centre } de pillow
- ⊕ bord }
- partie massive (filon?)
- ⊙ brèche de pillows
- ⊗ «grauwacke»

Roches métamorphiques

- ◇ amphibolite à grenat
- ⊠ amphibolite micacée
- ◇ amphibolite à grenat (série de Chuacus; MCBIRNEY, 1963)
- ◆ éclogite (MCBIRNEY et al., 1967)

- * jadéite (MCBIRNEY et al., 1967)

Roches acides

- + albitite
- × granite albitique à hornblende
- ✕ pyrolite de RINGWOOD (1975)

Pour les basaltes en coussins et roches connexes, les points figuratifs ont été obtenus à partir des résultats des analyses recalculées après déduction de la calcite formée avec CO₂.

Les roches métamorphiques

Nous avons groupé sous cette désignation les roches qui, à la suite d'un métamorphisme important, ne présentent plus aucun caractère originel. Rappelons qu'il s'agit d'éclogites, soit à omphacite-grenat soit à glaucophane-lawsonite-omphacite-grenat, de jadéites, d'actinolites micacées ou non (MCBIRNEY, 1963; MCBIRNEY, AOKI, BASS, 1967), roches auxquelles s'ajoutent des amphibolites à grenat (paragenèse: hornblende [actinote], albite,

grenat, pistacite-clinozoïsite, [calcite, chlorite, sphène]), et des schistes cristallins. En diverses régions (Terre-Neuve, Californie, entre autres), des amphibolites, en particulier, sont connues soit à la base de complexes ultramafiques, au contact avec les roches encaissantes, soit, le plus souvent, dans des zones de mélange. Si la nature originelle de ces roches métamorphiques basiques demeure hypothétique, il est par contre communément admis que, dans bien des cas, elles doivent tout ou partie de leur formation, de leur démembrement et mise en place à une phase d'incorporation d'un complexe ophiolitique dans des marges continentales. L'existence de faciès haute pression/ basse température, sans doute liés à des zones de subduction, parle bien en faveur d'un tel schéma.

Sans reprendre la discussion soulevée par la présence de ces roches (BERTRAND et VUAGNAT, 1976), et ceci à l'exception des schistes cristallins qui proviennent assurément des séries métamorphiques encaissantes et des actinolites et des actinolites qui correspondent à un produit de réaction formé aux contacts serpentinite à antigorite-amphibolites (MCBIRNEY, 1963), nous pouvons faire les remarques suivantes au vu des données chimiques présentées (tableaux 5 et 6, fig. 2, 3, 4 et 5). Dans l'ensemble des diagrammes, les points figuratifs de ces roches métamorphiques apparaissent dans un champ nettement plus limité que celui des basaltes en coussins et roches connexes et aucune distinction significative ne peut être faite entre amphibolites à grenat et éclogite de la zone de mélange et amphibolite de la série de Chuacus. Tant dans les diagrammes $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ et $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}$ normatives (fig. 2) que dans celui alcalis/ SiO_2 (fig. 5), on ne relève pas, en particulier, d'enrichissements en sodium, tels ceux observés dans le cas des basaltes en coussins et roches connexes, et que nous avons supposés pouvoir indiquer une phase de spilitisation. La teneur en potassium est également moindre. Il en résulte que ces roches présentent des affinités tholéitiques certaines. Bien qu'il s'agisse d'une argumentation extrêmement fragile, une telle absence de spilitisation pourrait être invoquée pour voir l'origine de ces roches dans les niveaux basiques associés aux séries métamorphiques jouxtant la zone de mélange (cf. MCBIRNEY et al., 1967) plutôt que dans les termes basiques d'une croûte océanique, tels les basaltes en coussins décrits, pour lesquels les enrichissements en alcalis observés traduiraient une phase d'altération océanique. Pour les roches à jadéite, les mêmes problèmes d'origine se posent puisqu'elles pourraient dériver soit des termes ultimes de la différenciation d'une séquence ophiolitique soit de fragments des plutons granitiques à trondhémiques (BERTRAND et VUAGNAT, 1976) recoupant, près du bord sud de la zone de mélange, les assises métamorphiques mentionnées ci-dessus. On relèvera en tout cas l'étroite parenté chimique entre jadéitite et albitites analysées (fig. 2 et 3), ces deux types de roches ne contenant en particulier, pas ou très peu de potassium.

Les roches acides

Comme nous venons de le voir, deux origines peuvent être envisagées pour ces roches qui auraient donc, dans ce cas, échappé au métamorphisme responsable de la formation de la jadéite et ceci dans la mesure où l'on admet que les jadéitites dérivent des albitites. Les points reportés sur les diagrammes $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ et $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}$ normatives (fig. 2) et AMF (fig. 3) ont été obtenus à partir des 3 analyses d'albitites et de celle d'un granite albitique déjà publiées (BERTRAND et VUAGNAT, 1976; analyses 11, 12, 13 et 15, pp. 536/37). Nous ne ferons que relever à nouveau la quasi-absence de potassium dans ces roches leucocrates.

Conclusions

Plusieurs des données présentées, confirment, si besoin était, la nature ophiolitique de la majorité des roches étudiées. En particulier, la composition chimique des péridotites partiellement serpentinisées et de leurs minéraux primaires essentiels s'avère analogue à celle des péridotites alpinotypes. L'idée que ces ultramafites représentent des fragments d'une ancienne croûte océanique s'en trouve donc renforcée et, dans un tel contexte, les basaltes en coussins associés à la zone de mélange paraissent bien correspondre à d'autres vestiges d'une même séquence ophiolitique. Le chimisme de ces laves se différencie toutefois plus ou moins nettement de celui des basaltes des rides océaniques actuelles; cela ne

fait très vraisemblablement que refléter des divers échanges chimiques qui n'ont certainement pas manqué d'affecter ces roches au cours de leur histoire et peut-être tout particulièrement lors de la phase océanique à laquelle se rattacheraient les processus d'albitisation. Les particularités chimiques des roches métamorphiques basiques et des roches acides également incluses dans la zone de mélange n'apportent pas d'argument décisif permettant de préciser leur origine; dans l'état actuel des connaissances et des données acquises, plusieurs hypothèses, aussi défendables les unes que les autres, peuvent donc être formulées, que l'on considère ces roches rattachées ou non à la même séquence ophiolitique.

Remerciements

Ce travail, entrepris dans le cadre d'un projet subventionné par le Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique, a pu être réalisé grâce à la collaboration de Mme G. Gulaçar, chimiste, qui a effectué les analyses chimiques des roches étudiées, et à celle de Mlle M. J. Philippe, qui nous a assisté dans la réalisation des analyses avec la microsonde.

Bibliographie

- AMSTUTZ, G. C. (1974): Spilites and spilitic rocks. Berlin, Heidelberg, New York. Springer-Verlag.
- AUMENTO, F., W. S. MITCHELL and M. FRATTA (1976): Interaction between sea water and oceanic layer two as a function of time and depth. - Field evidence. *Canad. Mineralogist* 14, 269-290.
- BARNES, I. and J. R. O'NEIL (1969): The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization, Western United States. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 1947-1960.
- BEARTH, P. (1965): Zur Entstehung alpinotyper Eklogite. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 45, 179-188.
- (1974): Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 385-397.
- BERTRAND, J. et M. VUAGNAT (1975): Sur la présence de basaltes en coussins dans la zone ophiolitique méridionale de la Cordillère centrale du Guatemala. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 55, 136-142.
- (1976): Etude pétrographique de diverses ultrabasites ophiolitiques du Guatemala et de leurs inclusions. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 56, 527-540.
- BERTRAND, J. et H. SARP (1976): Sur la présence de vuagnatite dans un gabbro ophiolitique du Guatemala. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 56, 540-544.
- BLOXAM, T. W. (1966): Jadeite rocks and blueschists in California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 77, 781-786.
- BOCCHIO, R., A. MOTTANA (1975): Le eclogite anfibolice in serpentina di Vara (Gruppo di Voltri). *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 30, 855-891.
- BONIS, S. (1967): Excursion guide book for Guatemala. Annual meeting of the Geol. Soc. Amer. *Geol. Bull.*, 4, Inst. geograf. nac., Guatemala.
- COLEMAN, R. G. (1971): Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82, 897-918.
- (1977): Emplacement and metamorphism of ophiolites. *Ophioliti* 2, 41-73.
- DAL PIAZ, G. V. (1969): Filoni rodingitici e zone di reazione a basse temperature al contatto tettonico tra serpentinite e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 25, 263-315.
- DIETRICH, V., M. VUAGNAT and J. BERTRAND (1974): Alpine metamorphism of mafic rocks. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 54, 291-332.
- ERNST, W. G. (1973): Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones. *Tectonophysics* 17, 255-272.
- EVANS, B. W. and V. TROMMSDORFF (1970) Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Parageneses in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 50, 481-492.
- HONNOREZ, J. and P. KIRST (1975): Petrology of rodingites from the equatorial mid-atlantic fractures zones and their geotectonic significance. *Contr. Mineral. Petrol.* 49, 233-257.
- IRVINE, T. N. and W. R. A. BARAGAR (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.* 8, 523-548.
- JUTEAU, T. (1974): Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte téthysienne. Sciences de la Terre, Mémoire* 32, Université de Nancy.
- KAY, R., N. J. HUBBARD and P. W. GAST (1970): Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 75, 1585-1614.
- KEUSEN, A. R. (1972): Mineralogie und Petrographie des metamorphen Ultramafitit-Komplexes vom Geisspfad (Penninische Alpen). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 52, 385-478.
- MCBIRNEY, A. R., K. AOKI and M. N. BASS (1967): Eclogites and Jadeite from the Motagna Fault Zone, Guatemala. *Amer. Miner.* 52, 908-918.

- OHNENSTETTER, D. et M. OHNENSTETTER-CROCHEMORE (1975): Le puzzle ophiolitique corse, un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse. Université Nancy I.
- RINGWOOD, A. E. (1975): Composition and petrology of the earth's mantle. McGraw-Hill, New York.
- SHIDO, F., A. MIYASHIRO and M. EWING (1971): Crystallization of abyssal tholeiites. Contr. Mineral. Petrol. 31, 251-266.
- TROMMSDORFF, V. and B. EVANS (1974): Alpine metamorphism of peridotitic rocks. Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 54, 334-352.
- VALLANCE, T. G. (1974): Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. J. Petrol. 15, 79-96.

Bericht über die Tagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Salzburg

5. bis 10. September 1977

Thema: Die Hohen Tauern. Mineralogie und Petrologie

An der Jubiläumstagung der SMPG in Neuenburg lud der derzeitige Präsident der ÖMG, Prof. A. Preisinger, die SMPG zu einer gemeinsamen Tagung in Österreich ein (siehe SMPM 1975, 55/1, S. 107). Dieser Einladung konnte 1977 entsprochen werden. Die sehr gut vorbereitete und für unsere Gesellschaft erstmalige derartige Veranstaltung fand mit einer zweitägigen Arbeitstagung in den Räumen des Institutes für Mineralogie und Petrographie der Universität Salzburg ihren Anfang. Zu Beginn wurde den Herren Dr. M. Fleischer, Washington, Prof. F. Laves, Zürich, und Prof. E. Niggli, Bern, von der ÖMG die Ehrenmitgliedschaft verliehen. Gesamthaft wurden darauf drei Haupt- und 27 Kurzvorträge gehalten. Beispielhaft für die lebenswürdige Gastfreundschaft der Stadt Salzburg und der ÖMG war der Empfang im Schloss Mirabell am Montagabend. Der Arbeitstagung anschliessend wurde eine dreitägige Exkursion in die Hohen Tauern durchgeführt, und zuletzt fand noch eine Besichtigung des Museums «Haus der Natur» in Salzburg statt. Den Organisatoren, d. h. den Herren w. H. R. Prof. P. Wieden (Präsident ÖMG), Dr. G. Niedermayr (Sekretär ÖMG) und Prof. H. Meixner (Universität Salzburg), sei auch an dieser Stelle der beste Dank der SMPG für die gelungene Veranstaltung ausgesprochen.

Arbeitstagung

Montag, den 5. September, 8.30 Uhr.

Anwesend ca. 60 Personen (davon ca. 30 SMPG-Mitglieder).

H. Meixner (Salzburg): *Die Minerale Salzburgs. Hauptvortrag.*

E. Niggli (Bern): *Probleme der Gesteinsmetamorphose in den Schweizer Alpen und den Westalpen.*

V. Höck (Salzburg): *Geologische Probleme der mittleren Hohen Tauern.*

D. Gebauer und **M. H. Grünfelder** (Zürich): *U-Pb-Zirkondatierungen mafischer und ultramafischer Gesteine.*

H. Alber, **W. Frank** und **M. Thöni** (Wien): *K/Ar-Datierungen an alpinmetamorphen Hellglimmern aus den Permoskytvorkommen des Penser Joches, Jaggl und Münster-tales.*

F. Laves (Zürich): *Gedanken zum stabilen Phasendiagramm der Plagioklase.*

W. H. Bernotat, H. U. Bambauer und G. Morteani (Münster): *Triklinität der Alkali-Feldspate in metamorphen Gesteinen der Hohen Tauern und der zentralen Schweizer Alpen.*

J. Sommerauer *): *Die chemisch-physikalische Stabilität natürlicher Zirkone.*

Kristallechemische Untersuchungen an Kristallen akzessorischer Zirkonpopulationen sowie eines chemisch reinen, nicht metamikten und eines stark metamikten, an Fremdelementen angereicherten Zirkons weisen darauf hin, dass natürliche Zirkone – unabhängig vom Alter und dem petrogenetischen Milieu – im allgemeinen mehrphasige Systeme darstellen: Dem Grad der Verunreinigung je Kristallbereich entsprechend, lassen sich ein- bzw. zweiphasige Zirkonbereiche unterscheiden (SOMMERAUER, 1976).

Einphasige Bereiche entsprechen einer chemisch reinen, ungestörten Zirkonstruktur (Z_K -Phase). Zweiphasige Bereiche bestehen aus einem innigen Gemisch orientierter, bis 50 Å grosser Z_K -Phasen-Domänen und einer gelartigen Matrix mikroheterogener Zusammensetzung (Z_M -Phase), welche zur Hauptsache aus den Elementen Zr und Si und den Nebenelementen Hf, Y, U, Th, Fe, Ca, P und Pb aufgebaut ist. Die Oxidgehalte der Nebenelemente machen insgesamt etwa 15 Gew. % aus; H_2O kann gleichzeitig Werte bis zu 10 Gew. % erreichen. Die Z_M -Phase ist elektronenmikroskopisch amorph: sie besteht vorwiegend aus 20–40 Å grossen, kugeligen Aggregaten ZrO_2 -reicher Zusammensetzung, die von einer SiO_2 -reichen Grundmasse zementiert werden.

Im Gegensatz zur Z_K -Phase ist die Z_M -Phase chemisch wie physikalisch ausserordentlich instabil (SOMMERAUER, 1974): Sie wird zum Beispiel von HF leicht angegriffen, wandelt sich bereits bei Temperaturerhöhungen von zirka 200° C in ein polykristallines Z_K -Phasen-Gefüge unter gleichzeitigem H_2O -Verlust um; beim Erhitzen erweisen sich die Fremdelemente als erheblich mobil und bilden in extremen Fällen neben SiO_2 komplexe Silikat- und Oxidverbindungen. Pb-Diffusionsexperimente haben ergeben, dass bei Normaltemperatur die Mobilität von Pb in der Z_M -Phase ausgesprochen gross ist und durch Korngrenzendiffusion bestimmt wird, in der Z_K -Phase dagegen infolge Gitterdiffusion vernachlässigbar klein ist.

Während die Z_K -Phase nahezu unverändert bleibt, erfährt die Z_M -Phase bereits bei geringen inneren (z. B. Metamiktisierung) und äusseren Änderungen der Bedingungen (Sedimentation, Verwitterung, Hebung) eine chemisch-strukturelle Umwandlung.

Aufgrund der Anreicherung der radioaktiven Elemente in der instabilen Z_M -Phase erkennt man die Bedeutung für die Interpretation von U-Pb-Zerfallsalter an Zirkon: So können diskordante U-Pb-Alter als Mischalter zweier U-Pb-Zerfallssysteme verstanden werden, welche durch unterschiedliches chemisch-physikalisches Stabilitätsverhalten der Z_K - bzw. Z_M -Phase bestimmt werden. Der Grad solcher Altersdiskordanzen ist vornehmlich vom Anteil und der räumlichen Anordnung der ein- und zweiphasigen Zirkonbereiche innerhalb der morphologischen Zirkoneinheit abhängig.

Literatur

- SOMMERAUER, J. (1974): Trace element distribution patterns and the mineralogical stability of zircon – an application for combined electron microprobe techniques. Proc. Vol. 4 Electron Microscopy Soc. of Southern Africa (abstract).
 — (1976): Die chemisch-physikalische Stabilität natürlicher Zirkone und ihr U-(Th)-Pb-System. Dissertation Nr. 5755, Eidg. Techn. Hochschule Zürich.

*) Institut für Kristallographie und Petrographie, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Sonneggstrasse 5, CH-8006 Zürich.

- G. Bayer** (Zürich): *Zur Kristallchemie des Zirkons und des Scheelits.*
- Tj. Peters** (Bern): *Kontinuierliche und diskontinuierliche Reaktion zwischen Ca-Mn-Karbonaten und Pyroxenoiden.*
- J. Abrecht** (Bern): *Untersuchungen im System $MnSiO_3$ - $CaSiO_3$.*
- R. Schmid** (Zürich): *Aktivitäten von Grossular in Pyrop, Almandin und Spessartin.*
- G. Hoinkes** (Innsbruck): *«Normaler» und «inverser» Zonarbau in koexistierenden Granaten des südwestlichen Schneebergerzuges.*
- Dienstag, den 6. September, 8.30 Uhr.
Anwesend ca. 50 Personen.
- V. Höck** (Salzburg): *Petrologie der mittleren Hohen Tauern. Hauptvortrag.*
- K. Petrakakis** und **H. Wieseneder** (Wien): *Der Ultramafititkomplex des Stubachtales (Hohe Tauern).*
- Ch. Miller** (Innsbruck): *Phasenpetrogenetische Untersuchungen an den Gesteinen der mittleren Hohen Tauern.*
- R. Höll** (München): *Wolframvorkommen in Österreich.*
- J. Janda, G. Niedermayr** und **E. Schroll** (Wien): *Berylliumminerale in den Hohen Tauern.*
- F. Koller** (Wien): *Zur Mineralogie des Habachtales.*
- K. Bächtiger** und **H. Krähenbühl** (Zürich): *Neue Untersuchungen an den Blei-Zink-Erzen aus dem alten Bergwerk am Silberberg bei Davos-Monstein (Kt. Graubünden).*
- E. Ch. Kirchner** (Salzburg): *Eine seltene Kupfermineralparagenese in Klüften des Diabas von Webing bei Abtenau, Salzburg.*
- W. Paar** (Salzburg): *Die Uranknollen-Paragenese von Mitterberg (Salzburg, Österreich).*
- R. Gutdeutsch** (Wien): *Erste Ergebnisse aus dem östlichen Teil des Alpenlängsprofils. Hauptvortrag.*
- G. Malecki** (Wien): *Einführung in die Geologie des Habachtales.*
- R. Oberhänsli** (Bern): *Die Glaukophanschiefer SW-Bündens.*

V. Dietrich (Zürich): *Der Ophiolith-Detritus in den Flyschen und Gosau-Vorkommen des Alpennordrandes.*

A. Zingg (Zürich): *Regionale Metamorphose in der Ivrea-Zone.*

K. Bucher-Nurminen (Basel): *Massentransportphänomene (Feldkriterien zur Beurteilung metasomatischer Prozesse).*

H. A. Stalder und **J. Mullis** (Bern): *Fluide Einschlüsse in alpinen Zerrklüftquarzen.*

E. Schroll (Wien): *Die Thermalwässer von Badgastein und ihre Mineralisation.*

Exkursionen

Teilnehmerzahl ca. 40 Personen.

Mittwoch, den 7. September.

Studium des Glocknerprofils längs des Fuschertales, über die Glockner-Hochalpenstrasse, Gletscherstrasse bis zur Franz-Josefs-Höhe.

Führung: Doz. Dr. V. Höck (Salzburg).

Übernachtung im Franz-Josefs-Haus.

Donnerstag, den 8. September.

Vormittag: Fortsetzung des Studiums des Glocknerprofils (Gamsgrubenweg).

Führung: Doz. Dr. V. Höck (Salzburg).

Nachmittag: Besichtigung des Scheelitbergbaus im Felbertal (Pinzgau).

Führung: Doz. Dr. R. Höll (München).

Übernachtung auf dem Pass Thurn.

Freitag, den 9. September.

Nach der Besichtigung des Heimatmuseums von Mittersill (mit Mineraliensammlung) spaltete sich die Exkursion in zwei Gruppen auf.

1. Gruppe: Studium der Mineralogie der Rauris unter Führung von Prof. H. Meixner (Salzburg).

2. Gruppe: Besuch des Strahlers Alois Steiner in Habach und der Epidotfundstelle Knappenwand im Untersulzbachtal unter der Führung von Dr. G. Niedermayr und Dr. F. Koller (Wien).