2ème conférence principale de l'Assemblée générale à Davos du 26 août 1950

Objekttyp: **AssociationNews**

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

Band (Jahr): **31 (1951)**

Heft 1

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

2ème Conférence principale de l'Assemblée générale à Davos du 26 août 1950

M. Vuagnat

Le rôle des roches basiques dans les Alpes

Les roches basiques des Alpes ne sont pas très importantes au point de vue quantitatif. Le volume qu'elles occupent est fort petit comparé au volume des granites et des gneiss ou à celui des roches sédimentaires formant l'ossature des divers nappes. Cependant ces roches moins fréquentes ont un intérêt particulier pour le géologue et le pétrographe tant par les problèmes qu'elles posent que par les renseignements qu'elles fournissent sur l'histoire de la chaîne alpine.

Mon dessein n'est pas de traiter ici de l'ensemble de ces roches, — un livre entier n'y suffirait pas, — mais bien de choisir certains problèmes et de faire le bilan de ce que nous en savons. Toutefois, avant de rentrer dans le vif du sujet, il ne sera peut-être pas inutile de rappeler quels sont les grands groupes de roches basiques connus dans les Alpes.

§ 1. Les grands groupes de roches basiques

En tenant compte tant de l'époque de leur formation que de leur position tectonique, nous pouvons distinguer les groupes suivants:

A. Les ophiolites. Ces roches, métamorphiques dans bien des cas, ici ou là encore intactes (voir plus bas), peuvent être nommées alpines au sens propre du mot. En effet nous savons qu'elles se sont mises en place entre le Trias et le Crétacé supérieur, c.a.d. pendant la genèse de la chaîne alpine.

B. Les spilites et kératophyres permotriasiques. Il s'agit d'anciennes laves ayant généralement échappé au métamorphisme alpin. Nous retrouvons leurs restes soit dans le Permien des massifs centraux hercyniens et de la nappe helvétique inférieure de la Suisse orientale, soit dans la couverture triasique du Pelvoux et de Belledonne. Nous reviendrons ci-dessous sur certains problèmes posés par ces roches.

C. Les „roches vertes" des schistes de Casanna. Ces roches toujours métamorphiques, d'âge encore douteux, appartiennent aux familles des prasinites, ovardites, schistes à glaucophane, etc.

D. Les roches basiques de la zone d'Ivrée et des zones adjacentes. Ces roches sont en partie paléozoïques, en partie mésozoïques et alors probablement contemporaines des ophiolites, dont il sied cependant de

les distinguer à cause des traits particuliers qu'elles présentent. Elles sont représentées par des amphibolites, des gabbros, des anorthosites, diverses ultrabasites, en particulier de la dunite [22].

E. Les lentilles de roches basiques ou ultrabasiques des massifs centraux hercyniens. Ces roches toujours très métamorphiques forment des sortes d'enclaves dans les granites et les gneiss des massifs cristallins autochtones [1].

F. Il faudrait encore ajouter à cette liste diverses roches basiques intercalées dans les terrains cristallins, formant le cœur de certaines nappes penniques ou austro-alpines [9], et ne pas oublier les porphyrites permiennes des Alpes du Sud, qui forment des coulées étendues dans les environs de Lugano [12].

§ 2. Les spilites permotriasiques

Un premier sous-groupe de cet ensemble est constitué par les „mélaphyres" des Alpes glaronnaises. Ces roches forment des nappes effusives dans le Verrucano de la Mürtschendecke; elles sont associées à des roches plus acides de la famille des porphyres quartzifères. Leur étude est actuellement en cours. Notons qu'on retrouve des roches analogues dans le Permocarbonifère de la zone de Disentis (vallée du Rhin) [11].

Le second sous-groupe, bien connu depuis longtemps des géologues français, s'intercale dans la couverture triasique du Pelvoux. En certains points la roche volcanique paraît reposer très près du socle cristallin; en d'autres (dôme de Rémollon) on la trouve en revanche à l'extrême base du Lias. Les études récentes de P. Bellair [2] ont confirmé la nature particulière de ces roches anormalement riches en alcalis, en soude surtout, et pauvres en chaux. Il semble qu'il s'agisse de roches minéralogiquement, chimiquement et structuralement très voisines des „mélaphyres" du Verrucano et que les deux sous-groupes appartiennent à la famille des spilites.

Si de nouvelles études confirment cette analogie entre les roches volcaniques du Pelvoux et celles de Glaris, la question de leur rattachement à un cycle orogénique se posera avec acuité; on ne pourra guère donner deux réponses différentes à cette question malgré les différences d'âge très certaines S'agit-il des produits de la phase initiale de l'activité magmatique alpine ou au contraire de ceux de la phase terminale de l'activité hercynienne? Divers indices donnent à penser que la seconde solution est plus vraisemblable.

§ 3. Les „roches vertes" des schistes de Casanna

On sait que les schistes de Casanna constituent une puissante série schisto-gréseuse, à caractère épimétamorphique très net, formant la majeure partie de l'ancienne nappe du Gd St-Bernard. On trouve intercalées dans cette série, où arkoses et paragneiss jouent un rôle prépondérant, des lentilles et des bandes de roches basiques. Il s'agit de roches où l'albite, la chlorite, l'épidote, parfois une amphibole ordinaire et plus rarement du glaucophane sont les éléments constituants. Ce complexe ancien pose trois problèmes principaux:

1. Quel est l'âge des sédiments dont dérivent en majeure partie les schistes de Casanna? Cette question est encore fort disputée. Les géologues qui se fondent sur des observations faites dans les Alpes Orientales, notamment en Autriche, pensent qu'il s'agit de terrains très vieux, précambriens, et certains vont même jusqu'à établir des analogies entre les schistes de Casanna et le socle précambrien du bouclier baltique [14]. D'autres chercheurs plus prudents [16] pensent que l'ère paléozoïque fut assez longue pour permettre la formation de ce complexe et il est possible que les travaux actuellement en cours en Savoie donnent raison à ces derniers.

2. Quelle était la nature primaire de ces roches basiques? Le métamorphisme constant ne permet plus de répondre avec certitude à cette question. Notons toutefois que longtemps la composition de certaines ovardites albito-chloritiques a paru inexplicable, si l'on n'admettait pas d'importantes migrations d'éléments. Or nous verrons plus bas que des roches de composition identique avec des structures volcaniques intactes se retrouvent dans les ophiolites mésozoïques. Rien ne s'oppose donc à admettre que les ovardites dérivent de sills ou de coulées spilitiques analogues.

3. Quel est l'âge de la mise en place et l'âge du métamorphisme des „roches vertes"? Certaines de ces roches sont si semblables aux „roches vertes" ophiolitiques que l'on est tenté de postuler une seule et même origine pour les deux groupes de roches. Nous n'aurions eu qu'un seul magma qui, au Mésozoïque, aurait cristallisé plus ou moins près de la surface, dans la couverture des nappes penniques ou dans leurs parties profondes. Cette schématisation semble cependant inexacte: non seulement nous savons que chaque grand cycle orogénique a présenté une phase ophiolitique, mais des critères directs semblent prouver que les roches vertes des schistes de Casanna sont beaucoup plus anciennes que celles des schistes lustrés. En effet on a découvert dans le val de Bagnes, près de Torembey, un conglomérat triasique dont les éléments nettement distincts du ciment sont des fragments de schistes de Casanna: paradérivés et „roches vertes" ayant le même degré de métamorphisme que les spécimens récoltés en place. Si cette découverte est confirmée par d'autres du même genre, le troisième problème sera résolu.

§ 4. Les ophiolites. Généralités. Les ultrabasites

Il est assez malaisé de tenter une classification des ophiolites. Il semble toutefois que l'on puisse distinguer:

1. Les ultrabasites ou ultramafites: péridotites, serpentines. Roches associées: ophicalcites, etc.

2. Les gabbros caractérisés par leur composition basique et leur structure grenue.

3. Les „diabases" au sens large du mot formant un ensemble de roches volcaniques ou subvolcaniques à grain fin avec diverses roches associées: brèches, „mictites", etc.

4. Les roches métamorphiques formant un immense groupe dont les termes, à caractère épi, méso ou cata suivant leur position tectonique, dérivent généralement de l'un ou l'autre des trois premiers groupes [3], [6].

Nous nous étendrons plus longuement sur les problèmes que nous posent les „diabases". Je m'en voudrais cependant de ne pas dire quelques mots au moins des ultramafites.

La serpentine, roche déjà familière aux anciens géologues alpins, reste une énigme presque aussi mystérieuse qu'aux premiers jours de sa découverte. Certes nous connaissons sa composition chimique et minéralogique, ses structures si caractéristiques, ses divers modes d'altération, mais notre science s'arrête à ces connaissances descriptives. Quatre questions au moins se posent au sujet de sa genèse:

a) Quel est son âge relatif par rapport aux autres ophiolites, plus particulièrement aux „diabases"? De rares observations rapportées par G. Steinmann [15] et faites dans l'Apennin toscan semblent indiquer qu'elle est antérieure aux autres roches vertes. D'autres faits au contraire conduisent à lui attribuer un âge plus récent [22] comme c'est, au reste, le cas dans d'autres chaînes de montagnes. Seules des observations minutieuses faites dans les parties les moins bouleversées des Alpes ou de l'Apennin permettront sans doute de choisir entre ces deux hypothèses.

b) Quels sont les rapports du magma ultrabasique avec le magma qui a engendré les autres roches vertes? S'agit-il de deux magmas apparentés, l'un représentant le produit de la différenciation de l'autre? S'agit-il au contraire de deux magmas très différents, les ultrabasites étant les seuls représentants à la surface du globe de cette couche péridotitique sous-jacente au sima proprement dit [8]?

c) Quelle est l'origine du minéral serpentine? S'agit-il exclusivement, comme on l'a longtemps cru, d'un minéral secondaire formé par altération de l'olivine et du pyroxène? S'agit-il plutôt, comme de nombreux indices le laissent entrevoir, d'un minéral primaire ayant cristallisé directement dans un magma très riche en eau?

d) Quel est enfin le mode de mise en place de ces roches curieuses? Intrusions ou épanchements? Leurs structures ne permettent guère de trancher la question. Il y a lieu de penser que les massifs de péridotites vraies sont évidemment des intrusions; doit-on admettre qu'il en va de même de toutes les serpentines? Un fait est troublant: nous trouvons toujours et partout ces roches associées aux „diabases". Or une bonne partie de ces dernières représentent certainement (v. plus bas) des coulées volcaniques. Il semble donc qu'il faut, ou bien admettre que les serpentines se sont aussi mises en place à la surface ou fort près de la surface de l'écorce terrestre, ou bien faire appel à des phénomènes tectoniques compliqués qui auraient systématiquement et après coup rapproché étroitement les deux types de roches.

§ 5. Les „diabases". Répartition. Mode de gisement

Ces roches appartiennent à un ensemble d'ophiolites quantitativement peu important et fort négligé jusqu'à ces dernières années: les ophiolites non métamorphiques. Qu'il existe des ophiolites ayant échappé presqu'entièrement au métamorphisme, c'est ce dont on ne saurait plus douter. Nous trouvons ces roches, précieuses entre toutes, dans les Grisons, à la limite de l'Austro-

alpin et du Pennique (Haute et Basse-Engadine, Oberhalbstein, Zone d'Arosa), dans les Préalpes supérieures (Nappes de la Brèche et éventuellement de la Simme), dans les Alpes cottiennes, notamment au Mont Genèvre, enfin sur les rivages de la Méditerrannée, dans les Apennins ligures et toscans, à Elbe, en Corse.

Ces ophiolites non métamorphiques comprennent des ultrabasites, des gabbros et surtout les „diabases" qui nous occupent présentement. Elles sont en outre souvent accompagnées de brèches diabasiques, de radiolarites, de calcschistes du type Flysch et de calcaires à grain fin.

L'âge de ce complexe n'est pas encore exactement connu. Cependant toutes les fois qu'il a été possible d'obtenir une preuve paléontologique [13, 7], il a fallu placer les roches vertes dans le Crétacé supérieur.

Que représentent donc ces „diabases"? Deux géologues britanniques nous l'ont déjà dit il y a plus d'un demi-siècle. En 1885, G. COLE et J. W. GREGORY [3a] ont démontré que les diabases du Mont Genèvre, d'où proviennent les fameuses variolites de la Durance, sont les restes d'anciennes coulées subaquatiques. Elles présentent la texture en coussins (pillow lavas) caractéristique de ce genre d'épanchements. Cette trouvaille semble être malheureusement tombée dans l'oubli; au cours des années 1930—1940 quelques géologues font timidement allusion à une ressemblance de certaines ophiolites avec les laves en coussins. C'est incontestablement à W. SCHROEDER [13] que revient le mérite d'avoir redécouvert les pillows dans les Alpes. Cet auteur a en effet décrit de belles coulées en coussins intercalées dans le Flysch de la nappe de la Brèche aux environs du col des Gêts (H^te Savoie). L'importance de cette découverte fut grande, elle donna une impulsion nouvelle aux recherches concernant les zones d'ophiolites non métamorphiques et maintenant nous savons qu'il existe de nombreuses et souvent très puissantes coulées de pillow lavas réparties des Grisons à la Méditerrannée et que ces épanchements ne le cèdent parfois en rien aux pillow lavas classiques des anciennes chaînes de montagnes, par exemple à celles de l'Ordovicien écossais.

§ 6. La composition des „diabases"

La composition de ces „diabases" présente deux modes de variation. Le premier se réalise tant dans les pillow lavas que dans les sills à texture compacte; il est indépendant de la structure. En effet, si nous étudions les analyses de diabases alpines, nous constatons qu'il existe une variation quasi continue entre des roches gabbroïques ordinaires, riches en chaux, et des roches dont la composition chimique est de plus en plus anormale du fait d'un enrichissement en alcalis et en éléments volatils accompagné d'un appauvrissement en chaux, sans que pour cela la basicité générale diminue. Minéralogiquement cette modification du chimisme entraîne une modification des associations de minéraux, nous notons les associations: plagioclase saussuritisé, épidote, pyroxène; albite, pyroxène; albite, chlorite; albite, chlorite, hématite, carbonate; avec, bien entendu, de nombreux termes intermédiaires.

On aura reconnu que la variation dont il s'agit nous amène à des compositions de plus en plus spilitiques. Je ne veux pas proposer ici une théorie de

la genèse des roches spilitiques; il nous faut encore rassembler bien des observations avant de nous lancer dans cette tentative. Contentons-nous d'éclaircir la situation en distinguant les divers problèmes qui se posent. En effet, lorsque nous parlons de la genèse d'une roche éruptive, nous pouvons entendre au moins deux choses différentes: la formation des minéraux qui constituent la roche ou la formation du magma dont les minéraux sont le produit de cristallisation.

Si nous nous posons la première question à propos des spilites ophiolitiques, nous pouvons immédiatement faire certaines constatations préliminaires:

1. Leur paragenèse actuelle n'est pas le produit de l'altération atmosphérique. Il suffit de comparer des échantillons frais et des échantillons altérés pour s'en rendre compte.

2. Cette paragenèse n'est pas le produit du métamorphisme de dislocation alpin. Certaines de ces roches présentent encore des structures volcaniques extraordinairement délicates; or nous savons que ces structures disparaissent dès le début de l'action métamorphique.

3. On est donc contraint d'admettre que la constitution actuelle est primaire.

Tentons de préciser cette dernière proposition. Il faut bien prendre garde de ne pas sacrifier la complexité de la nature à une simplicité artificielle et de ne pas vouloir ramener des effets en apparence semblables à une même cause. Prenons, par exemple, la question de la genèse de la chlorite. Dans de nombreux spécimens nous voyons ce minéral en position interstitielle remplir les vides entre les cristaux d'albite, sans qu'aucune forme-relique permette de supposer qu'il provient de la transformation d'un autre minéral. Dans d'autres cas, et parfois dans des mêmes spécimens que les précédents, on note en revanche que la chlorite remplit des sections bipyramidées de cristaux dont la forme est celle de l'olivine. Il faut donc admettre que la chlorite s'est formée de deux manières différentes, peut-être simultanément, car la pseudomorphose autométamorphique des petits phénocristaux d'olivine peut fort bien être contemporaine de la cristallisation épimagmatique de la chlorite interstitielle.

4. L'ordre de cristallisation des minéraux constitutifs des ophiolites spilitiques est souvent l'inverse de l'ordre observé dans les roches normales. Dans ces dernières l'élément mélanocrate cristallise généralement le premier; dans les spilites nous avons vu que la chlorite est nettement postérieure à l'albite.

5. Relevons enfin qu'il existe une variation de composition extraordinairement rapide d'un point à l'autre des coulées ou des sills. Les variétés peu ou pas spilitiques voisinent avec les spilites typiques. Cette variation s'observe aussi bien à l'échelle de l'hectomètre ou du kilomètre (diabases ordinaires associées à spilites suivant les affleurements), qu'à l'échelle du mètre (spilites albito-augitiques alternant avec des spilites albito-chloritiques dans le même affleurement), qu'à l'échelle du millimètre (répartition très irrégulière des oxydes de fer, de la chlorite du carbonate dans la même plaque mince).

Ces observations jointes à d'autres (par exemple l'absence de métamorphisme de contact dans les roches sédimentaires encaissant les „diabases“)

laissent entrevoir que le magma spilitique était très fluide, riche en éléments volatils (H_2O, CO_2) et déjà très refroidi, c'est à dire qu'il se trouvait dans des conditions épithermales. La cristallisation de ce magma a donné naissance à des roches épimagmatiques: les spilites typiques. Il est en outre probable que, lorsque l'évolution allait plus loin, les conditions devenaient proprement hydrothermales, favorisant la formation de solutions susceptibles de chloritiser ou d'albitiser les roches ayant cristallisé à plus haute température et de remplir d'albite, de chlorite et de carbonate les nombreuses veinules ou vacuoles observées dans les spilites.

Nous savons fort peu de chose concernant l'origine du magma spilitique. Il faudrait tout d'abord mieux connaître les relations qui existent entre ce magma et celui qui a donné naissance aux diabases normales et aux gabbros. Lorsque nous étudions un affleurement donné, nous voyons parfois que les associations les plus spilitiques sont de formations tardives et qu'elles se trouvent réalisées dans des veines ou des cavités. Avons-nous le droit de généraliser cette règle et de dire que le magma spilitique dérive d'un magma gabbroïque? C'est ce que nous ne pouvons pas encore affirmer. A supposer que cette filiation corresponde à la réalité, on aurait alors le choix entre divers processus:

1. Différenciation gravitative complexe.

2. Scission du magma en deux parties (différenciation à l'état liquide). Ce processus s'est très probablement réalisé, localement du moins, dans les coussins.

3. Assimilation de substances étrangères au magma. Certains magmas spilitiques ont certainement absorbé des quantités variables d'acide carbonique; preuve en soient les nombreuses enclaves de calcaire qu'ils contiennent. Le point, à mon avis, le plus important est cependant celui de l'absorption d'eau de mer par un magma traversant lentement une puissante série d'argiles ou de marnes encore humides. Cette question soulevée par R. A. DALY il y a déjà longtemps reste toujours sans réponse.

En conclusion, il convient de rappeler qu'il existe dans les Alpes au moins deux séries de roches spilitiques: les spilites des ophiolites et les „mélaphyres" du Verrucano glaronnais et de la couverture triasique du Pelvoux. Or ces deux séries se sont sans doute formées dans des conditions très différentes. Les ophiolites appartiennent au stade initial du cycle magmatique alpin, elles sont intercalées dans un complexe sédimentaire à caractère géosynclinal, elles se présentent souvent sous forme de coulées sous-marines. Les roches permo-triasiques appartiennent probablement au stade terminal du cycle magmatique hercynien, elles sont associées à des sédiments à caractère épicontinental ou continental et ne constituent pas de coulées sous marines. Ces divergences nous révèlent combien il serait dangereux de vouloir attribuer à tout prix une même origine à tous les magmas spilitiques.

§ 7. Les „diabases". Caractères des coussins

Des variations de composition et de structure de nature très locale se superposent à la variation examinée au cours du paragraphe précédent. Ces variations sont liées à l'existence des coussins des pillow lavas. En étudiant

un de ces édifices arrondis dont le diamètre varie généralement de 2 dm à plus de 1 m selon le cas, on s'aperçoit que la roche présente, de l'intérieur vers l'extérieur de l'édifice, des variations très nettes obéissant à des lois assez constantes [19].

Supposons que nous ayons affaire à une diabase spilitique albito-chloritique en coussins, assez gros, de 1 m de diamètre environ. Une plaque mince faite dans le centre de l'édifice révèlera probablement une structure intersertale: les cristaux d'albite forment une trame dont les interstices sont remplis de chlorite et de granules de minéraux accessoires que nous négligeons dans cet exposé. Des plaques minces faites dans des régions de plus en plus externes montreront que la structure devient intersertale divergente, puis, les albites s'amincissant, arborescente. Près du bord du coussin les cristaux d'albite sont devenus des fibres ténues qui forment les sphérolites plus ou moins nets de la structure sphérolitique fibroradiée. Cette variation structurale s'accompagne d'une variation de constitution caractérisée par l'augmentation de la quantité d'albite au détriment de la quantité de chlorite.

Au bord même de l'édifice nous voyons souvent apparaître la surstructure variolitique: les sphérolites sont isolés les uns des autres par de la chlorite qui devient de plus en plus abondante au fur et à mesure que l'on pénètre plus avant dans la partie inter-pillows. Ces interstices entre les coussins sont donc remplis d'une matrice riche en chlorite à laquelle s'associent des rognons de carbonate, des schistes hématitiques, des débris de roches sédimentaires (calcaires ou radiolarites). Il convient de noter que la chlorite de la matrice se distingue chimiquement d'une serpentine par sa richesse en alumine; elle se rapproche de certaines ripidolites que l'on trouve dans les diaclases alpines.

En résumé, on observe une triple variation en se dirigeant du centre vers l'extérieur d'un coussin.

1. Variation structurale: a) diminution de la taille du grain; b) changement de la forme du grain qui devient de plus en plus allongé et de plus en plus mince; c) changement de l'arrangement des grains: les cristaux d'albite ordonnés au hasard dans la partie centrale s'orientent radialement selon un schéma de plus en plus strict.

2. Variation minéralogique: A. Du centre au bord du coussin: augmentation de l'albite au détriment de la chlorite. B. Du bord du coussin jusque dans la partie matricielle: augmentation de la chlorite au détriment de l'albite. Ce phénomène, inverse du précédent, n'est pas le résultat d'un processus identique: il traduit la raréfaction des varioles feldspathiques dans les zones externes.

3. Variation chimique associée à la variation minéralogique. A. Du centre au bord du coussin: augmentation de la teneur en soude et en silice, diminution de la teneur en fer, magnésie et eau. B. Du bord du coussin jusque dans la partie matricielle: brusque augmentation de la teneur en fer, en magnésie et en eau conduisant à une composition nettement ultrabasique.

L'alumine, la chaux, le titane semblent peu sensibles à ces variations.

L'exposé ci-dessus présente une vue très schématique de la réalité. Trois remarques permettront d'entrevoir combien cette dernière est complexe:

1. L'exemple choisi est celui d'un coussin albito-chloritique. Or les pillows se rencontrent dans des coulées d'autres compositions: dans les diabases

normales relativement riches en chaux, dans les diabases albito-augitiques, etc. Tout au plus peut-on remarquer que les coussins sont plus fréquents et mieux développés dans les variétés franchement spilitiques.

2. J'ai négligé de nombreux détails structuraux pour ne pas allonger la description: présence d'amygdales qui ne doivent pas être confondues avec les varioles; présence de phénocristaux d'olivine chloritisés; structures pseudo-bréchiques; rôle de la taille du coussin; etc.

3. Enfin les règles énoncées souffrent diverses exceptions. Il existe des coussins dont le bord n'est pas variolitique; on peut, au reste, remarquer à ce propos que les pillow lavas non alpines sont rarement variolitiques au sens que nous donnons à ce terme. La matrice peut être hématitique au lieu d'être chloritique; elle peut être abondante ou au contraire presque inexistante; elle peut même être formée de schistes sédimentaires.

Il n'existe guère de coulées en coussins qui ne soient accompagnées de roches accessoires dont l'interprétation est souvent fort difficile. Je viens de mentionner une structure parfois peudo-bréchique des coussins. Cette structure, qui paraît fréquemment due à une inégale répartition de l'hématite, peut s'accentuer. On observe alors de véritables brèches à fragments anguleux nettement séparés les uns des autres par un ciment de composition et surtout de structures différentes. Une observation attentive révèle parfois que ces amas bréchoïdes sont entourés d'une zone variolitique et il est très probable qu'on est en face de pillows éclatés, puis cimentés par une substance d'origine magmatique. Enfin il semble exister aussi des brèches ou des conglomérats diabasiques d'origine sédimentaire: pensons au fameux conglomérat du Val Natons [4], ou encore à celui des Bounaz près du col des Gêts (H^{te} Savoie) [13].

Un autre phénomène troublant est la fréquence, dans certains gisements, d'enclaves de calcaires accompagnant les coulées en coussins. Ces enclaves sont très fréquentes au Hörnli sur Arosa (Grisons) et sur l'Alp de Flix dans l'Oberhalbstein (Grisons). L'absence de silicates de chaux au contact de la lave et du calcaire indique que la température du magma était très basse, particularité que nous avons déjà notée ci-dessus.

Enfin, nous observons sur le bord de certains gisements un mélange intime de roche magmatique et de roche sédimentaire. Ces „mictites" se sont probablement formées par infiltration d'un magma très fluide dans la roche encaissante. Il faut rapprocher ces observations de celles faites par W. NABHOLZ dans le Valsertal (Grisons). Cet auteur a signalé [10] l'existence de „Mischgesteine" localisées au bord de sills ophiolitiques épimétamorphiques. Il est probable que ces roches hybrides dérivent de „mictites" analogues à celles que nous venons de mentionner.

§ 8. L'histoire des „diabases" après leur formation

L'histoire des ophiolites diabasiques ne s'arrête évidemment pas au lendemain de leur formation. Seule une partie minime d'entre elles nous est parvenue intacte au cours des âges. De nombreuses coulées et de nombreux sills ont été enfouis en profondeur et, sous l'action de la température croissante

et de la pression déterminée tant par le poids des nappes austroalpines et penniques supérieures que par les efforts tectoniques, ont commencé à se transformer sous l'effet du métamorphisme de dislocation.

Dans certaines régions, il est possible d'observer les premiers stades de cette transformation [20]. Les structures arborescentes et sphérolitiques fibroradiées sont très délicates et sont très rapidement effacées dans la partie bordière des coussins; l'intérieur de ces édifices résiste plus longtemps. On note aussi que souvent les varioles s'allongent démesurément ou s'aplatissent en pastilles; elles sont devenues méconnaissables sous le microscope et il faut un œil exercé pour reconnaître leur vraie nature. Il semble que, en règle générale, les diabases passent par un stade de métamorphisme destructif caractérisé par une structure microcristalline très fine, presque cryptocristalline; ce n'est qu'après ce stade que commencent à croître les porphyroblastes d'albite si typiques des prasinites et ovardites des zones plus métamorphiques. Cette succession des deux stades nous explique pourquoi les structures-reliques sont très rares dans les ophiolites métamorphiques. Un autre point instructif est le fait que, dans des conditions identiques, certaines roches se transforment plus rapidement que d'autres. Les spilites albito-chloritiques peuvent, par exemple, être encore presque intactes, tandis que les diabases ordinaires, riches en chaux, sont déjà un amas de granules indéterminables. Ce phénomène ne doit pas nous étonner, car les spilites possèdent déjà l'association minéralogique typique de l'épizone, elles sont donc à peu près en équilibre avec leur nouveau milieu ambiant.

Une autre partie des „diabases" n'a échappé aux transformations dues au métamorphisme que pour succomber à l'érosion. Nous avons vu que, dès le commencement du Tertiaire, certaines de ces roches ont émergé et ont subi l'action destructrice des agents atmosphériques. Nous retrouvons leurs débris dans les microbrèches et conglomérats du Flysch nord-hélvétique d'âge éocène supérieur et oligocène inférieur. Rappellons qu'on connaît depuis longtemps, dans les mêmes terrains, des fragments de roches volcaniques énigmatiques: les „andésites" des grès de Taveyannaz. Si certains de ces fragments sont de vraies andésites, la majeure partie d'entre eux sont en réalité des spilites, souvent des spilites albito-chloritiques, ne différant des spilites ophiolitiques que par leur structure porphyrique à pâte microlitique ou felsitique. Cette structure donne à penser qu'un même magma s'est consolidé tant en coulées subaériennes qu'en coulées sous marines ou en sills subvolcaniques. Dans les grès du Val d'Illiez (=grès d'Altorf inférieurs de certains auteurs), on rencontre côte à côte ces fragments d'„andésites" et des fragments de pillow lavas: diabases arborescentes, sphérolitiques fibroradiées ou intersertales divergentes, chlorite matricielle.

Cet apport „diabasique" ne s'est jamais définitivement tari dans la suite. Les galets de variolite ont été mentionnés, il y a déjà longtemps, par H. Douxami et W. Kilian dans les Mollasses de la Savoie, du Dauphiné et des Basses Alpes. Certaines Nagelfluh de Suisse centrale contiennent aussi des morceaux de diabases parfois variolitiques [18]. Maintenant encore quelques grands cours d'eau alpins charrient des galets de roches vertes provenant de la destruction des pillow lavas: la Durance est célèbre pour ses variolites.

L'étude détaillée des débris de diabases et de roches volcaniques associées

contenus dans certains sédiments détritiques tertiaires est un moyen d'investigation puissant. Il est non seulement possible d'employer ce moyen pour subdiviser des séries stériles réfractaires aux méthodes stratigraphiques ordinaires, mais on peut encore tenter de se servir des renseignements obtenus ainsi pour des reconstitutions paléogéographiques.

§ 9. Les enseignements de l'étude des „diabases"

Divers faits se dégagent des observations relatées dans cet exposé.

1. Une partie très importante des ophiolites est très certainement d'origine éruptive. Cette affirmation semble enfoncer une porte ouverte. Il faut cependant se rappeler qu'une origine sédimentaire de certaines amphibolites ou de certaines prasinites ne peut être à priori exclue, surtout si on fait la part large à l'action métamorphique en admettant des migrations extensives d'éléments. Il est donc intéressant de savoir que certaines ophiolites sont à coup sûr des roches éruptives et de rechercher tous les termes intermédiaires entre ces roches et les roches métamorphiques.

2. L'origine éruptive des ophiolites admise, il faut encore préciser leur mode de mise en place. S'agit-il des restes d'anciennes coulées volcaniques ou au contraire d'intrusions relativement profondes? Nous venons de voir que, pour certaines d'entre elles, il faut admettre une solution intermédiaire et penser à des coulées sous marines, éventuellement à des intrusions très superficielles dans des sédiments encore mal consolidés.

3. Cette dernière constatation nous conduit à considérer que ces ophiolites diabasiques sont sensiblement contemporaines des sédiments encaissants. Ce n'est que dans les cas où l'on observe des sills nets, à structure grenue, qu'il y a lieu de supposer que les roches éruptives sont postérieures aux roches encaissantes.

L'intérêt présenté par les „diabases" alpines, le rôle qu'elles peuvent jouer dans notre effort vers une meilleure connaissance de la géologie alpine, ne se borne cependant pas aux quelques conclusions précédentes.

Ainsi nous n'avons considéré jusqu'à présent que la structure interne des coussins; examinons maintenant ce qu'on peut tirer de leur forme. Rien ne serait plus faux que de les identifier à des sphères. Certaines de leurs sections peuvent certes être circulaires, en revanche leur forme est généralement passablement plus complexe. Un examen superficiel d'une coulée en coussins révèle généralement un amas de sacs bizarrement gonflés et contournés, entassés pêle-mêle les uns sur les autres. Un peu d'attention révèle néanmoins un certain ordre, une certaine anisotropie dans cet empilement apparemment désordonné. La partie supérieure des édifices n'est généralement pas limitée par une surface identique à la surface de leur partie inférieure; il est possible de distinguer une base et un sommet. L'explication de cette dyssymétrie est simple: la lave s'est consolidée dans le champs de gravité terrestre; juste après sa formation un pillow devait être encore très plastique, il pouvait se mouler sur les inégalités de la surface le supportant; or cette surface était souvent formées par une coulée en coussins déjà durcie. La lave s'insinuait donc dans les creux laissés entre ces coussins plus anciens et épousait leur forme.

M. E. Wilson a fait œuvre de pionnier en montrant [23] tout le parti qu'il est possible de tirer de ce phénomène lorsque, dans l'étude de séries stratigraphiques azoïques, il s'agit de déterminer où se trouvent leur base et leur sommet.

Ces méthodes, fondées sur l'examen de la forme des pillows, sont susceptibles d'autres raffinements faisant appel aux différences de composition chimique ou minéralogique ou encore de structure (fréquence des amygdales) qui existent entre la partie supérieure et la partie inférieure des édifices. Il est certain que des observations de ce genre pourront, dans les Alpes, nous aider en plus d'un point à résoudre certains problèmes épineux de tectonique locale.

Tentons pour clore cet exposé de considérer les „ophiolites non métamorphiques" dans leurs relations avec l'ensemble de l'édifice alpin.

Le but principal du géologue alpin n'est-il pas souvent, au delà des simples descriptions, d'établir des corrélations entre des segments parfois éloignés de la chaîne? Il s'efforce de trouver certains traits invariants qui lui permettent d'effectuer des raccords: particularités structurales, analogies lithologiques, combinaisons de ces divers traits. Or il n'existe pas d'association de roches qui reste plus semblable à elle-même d'un bout à l'autre des Alpes que celle des zones caractérisées par les ophiolites non métamorphiques: diabases avec pillow lavas très fréquentes, gabbros, serpentines; radiolarites, cherts, calcaires à grain fin, calcschistes du Flysch. Nous pouvons suivre cette mince zone depuis les Alpes austrobavaroises jusqu'à la Corse, l'île d'Elbe et l'Apennin. On note certes des interruptions; il faut alors rechercher les lambeaux de cette zone dans ces témoins que sont les nappes préalpines. Partout où passe cette zone, il faut nous attendre à trouver une tectonique fort complexe où de nombreuses écailles brouillent les rapports primitifs. Souvent aussi cette zone sépare un pays de roches épi- ou mésométamorphiques, le pays des schistes lustrés, d'un pays où les séries sédimentaires plus variées n'ont pas subi l'action du métamorphisme de dislocation.

Relevons enfin que cette association caractéristique ne se rencontre pas seulement dans les Alpes et dans l'Apennin, pas seulement dans la prongation de la chaîne alpine vers l'Est, dans les Balkans, en Turquie, en Iran, mais encore dans toutes les chaînes plus anciennes de type géosynclinal. En Grande-Bretagne, par exemple, nous la retrouvons à quatre reprises différentes: deux fois dans le Précambrien (complexe de Mona et Dalradien), dans le Calédonien et dans l'Hercynien. Il s'agit donc là d'un caractère invariant qui nous permet non seulement de raccorder divers segments d'une même chaîne, mais encore de relier entre eux, à travers le temps, les grands plissements de l'écorce terrestre.

Summary

Though basic rocks are not very abundant in the Alps, they are, nevertheless, important on account of the problems they raise. Several large groups can be distinguished: the Mesozoic ophiolites; the spilites of Permo-Carboniferous or Triassic age belonging to the Glaris Verrucano and the mantel of the Pelvoux; the "green-stones" of the Casanna schists; the basic rocks of the Ivrea and adjacent zones; the Permian porphyrites of the Southern Alps;

various lenses of basic rocks in the old cristalline parts of the autochtonous Hercynian massifs or of the Pennine and Austro-Alpine nappes.

A small sub-group of Mesozoic ophiolites has escaped metamorphism. Study of this sub-group has revealed the frequent presence of spilitic pillow-lavas in these non-metamorphic zones. The pillows are subject to great variation as regards structure, mineral composition and chemical composition. These differences become apparent when the pillows are examined from the centre outwards towards their periphery.

The relation of these spilites with the non-spilitic diabases is still problematic. The same can be said of the relation between the diabases as a whole and the ultra-femic members (serpentines and similar rocks) accompanying them.

Bibliographie

Je me suis efforcé de mentionner dans la bibliographie sommaire qui suit les ouvrages-clés permettant aux lecteurs qui le désirent d'obtenir plus de renseignements sur les divers groupes de roches basiques alpines.

1. AMBÜHL E. Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Bull. suisse Min. Pétr. t. 9, 1929, p. 265.
2. BELLAIR P. Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I. Le haut massif. Mem. carte géol. France. Paris, 1948.
3. BURRI C. und NIGGLI P. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Zürich 1945.

3a. COLE G. and GREGORY J. W. The variolitic rocks of Mont Genèvre. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 46, 1890, p. 295.

4. CORNELIUS H. P. Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Teil. Beitr. geol. Karte der Schweiz., N. F. Lief. 70/I, 1935.
5. DALY R. A. Igneous rocks and their origin. New York, 1914.
6. DIEHL E. Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone des Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). Bull. suisse Min. Pétr., t. 18, 1938, p. 214.
7. GRUNAU H. Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. Inaug.-Diss. Bern, 1947.
8. HESS H. H. Islands arcs, gravity anomalies and serpentinite intrusions. A contribution to the ophiolite problem. XVII Intern. Geol. Congress, Moscow, 1937. Vol. 2, p. 263.
9. MASSON R. Geologisch-petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien). Bull. suisse Min. Pétr. t. 18, 1938, p. 54.
10. NABHOLZ W. K. Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. Ecl. Geol. Helv. t. 38, 1945, p. 1.
11. NIGGLI E. Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Bull. suisse Min. Pétr., t. 24, 1944, p. 58.
12. RODE K. P. The geology of the Morcote Peninsula and the petrochemistry of the porphyry magma of Lugano. Bull. suisse Min. Pétr., t. 21, 1941, p. 194.
13. SCHROEDER W. J. La Brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gêts. Arch. Sc. phys. et nat. Genève. 5ème série, t. 21, 1939.

14. Staub R. Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. Bull. suisse Min. Pétr. t. 28, 1948, p. 422. (Festschrift Paul Niggli).
15. Steinmann G. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. Compte rendu XIV Congrès International de Géologie, Madrid, 1926. Fasc. II, p. 637.
16. Vallet J. M. Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Héremence (Valais). Bull. suisse Min. Pétr. t. 30, 1950, p. 322.
17. Vuagnat M. Les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. Bull. suisse Min. Pétr., t. 23, 1943, p. 353.
18. — Sur certains niveaux à porphyrites arborescentes de la Mollasse du Plateau suisse. Ecl. geol. Helv. t. 37, 1944, p. 430.
19. — Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. Bull. suisse Min. Pétr., t. 26, 1946, p. 116.
20. — Remarques sur trois diabases en coussins de l'Oberhalbstein. Bull. suisse Min. Pétr. t. 28, 1948, p. 263 (Festschrift Paul Niggli).
21. — Problèmes de géologie dauphinoise. Bulletin de l'Association des Prospecteurs de l'Université de Genève, série 7, 1948/49, p. 1.
22. Walter P. Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. Bull. suisse Min. Pétr. t. 30, 1950, p. 1.
23. Wilson M. E. Structural features of the Keewatin volcanic rocks of Western Quebec. Bull. Geol. Soc. America vol. 53, 1942, p. 53.