

Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des "Ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie-Valais)

par Pierre ANTOINE *, Henri LOUBAT ** et Nicole VATIN-PÉRIGNON *

RÉSUMÉ. — La présente note rappelle les résultats obtenus lors de travaux récents à propos de la série volcano-sédimentaire du Versoyen (zone des Brèches de Tarentaise, région du col du Petit-Saint Bernard, France), tant sur le plan pétrographique que structural.

Les analyses chimiques sont réinterprétées à l'aide de nouveaux diagrammes et une analogie géochimique nette avec les spilites de la zone dauphinoise est soulignée.

Enfin la comparaison avec les complexes ophiolitiques de la zone piémontaise montre une nette différence de faciès pétrographiques, d'environnement sédimentaire et de signification géodynamique.

Deux hypothèses de travail sont alors proposées pour tenter de situer le volcanisme du Versoyen dans le contexte plus large des phénomènes géodynamiques alpins.

ABSTRACT. — The present paper deals with the last data which result from recent works on the subject of the « Versoyen » volcanosedimentary formation (Zone des Brèches de Tarentaise, near the Petit Saint-Bernard Pass, France), from a petrographical and structural point of view.

Chemical analyses are re-interpreted with the help of new diagrams and a geochemical analogy with spilitic rocks from the « Dauphinois » facies belt is pointed out.

Finally a comparison with ophiolitic complexes from the « Piémont » facies belt shows a sharp difference between « Piémont » and « Versoyen » as to petrographical facies, sedimentary environment and geodynamical significance.

Two working hypotheses are proposed in an attempt to locate more accurately the Versoyen volcanism in the broader context of alpine geodynamical phenomenon.

Dans la mise au point des connaissances actuelles sur le volcanisme valaisan (France et Italie) qui va suivre, les différences apparaissant entre ces roches et les ophiolites piémontaises prises en référence nous conduiront à proposer des hypothèses sur l'interprétation de l'origine de ce volcanisme dans

le cadre de l'orogénèse alpine telle que l'on peut la concevoir actuellement.

* Laboratoire de Géologie Alpine associé au C.N.R.S., L.A. 69 Institut Dolomieu, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex.

** Lakehead University, Thunder Bay, Ontario, Canada.

I. BREF RAPPEL SUR LE DOMAINE VALAISAN

Si l'on considère une transversale à la structure alpine au niveau de la Savoie (au N de la vallée de l'Isère), on rencontre successivement d'W en E selon la terminologie adoptée par les auteurs français :

- la zone dauphinoise (couverture des massifs cristallins externes) ;
- la zone des Brèches de Tarentaise, qui débute cartographiquement à l'E du « front pennique » ;
- la zone subbriançonnaise, ou du moins ce qu'il en subsiste, c'est-à-dire une cicatrice tectonique (zone des gypses) ;
- la zone briançonnaise qui n'est alors représentée, pour l'essentiel, que par son « socle » siliceux et quelques lambeaux de couverture mésozoïque ;
- la zone « prépiémontaise » dont la connaissance progresse beaucoup, à l'heure actuelle, sur la transversale considérée (G. ELTER, 1971, 1972) ;
- la zone piémontaise, de constitution complexe, caractérisée par la présence en abondance de niveaux ophiolitiques à sa partie frontale.

1. Définition du domaine valaisan.

La prolongation structurale de la zone des Brèches de Tarentaise est marquée en Valais suisse par l'apparition d'épaisses séries monotones, assez mal datées, et qui renferment par place des passées de roches éruptives. Les terrains encaissants sont carbonatés et schisteux et prennent tantôt un faciès flysch, tantôt un faciès de « Schistes lustrés ». Un léger métamorphisme, générateur de phyllites de néoformation, est en effet de règle dans ces ensembles. Il y a là, de façon assez approchée, une convergence de faciès avec les Schistes lustrés piémontais. Ce fait, observé depuis longtemps, conduisit E. HAUG (1909) à envisager l'existence, dans ce secteur particulier des Alpes, d'un sillon géosynclinal distinct du bassin piémontais et qu'il dénomma *géosynclinal valaisan*.

Cette idée fut reprise et développée ultérieurement par R. TRÜMPY (1954). En fait, lorsque l'on revient vers la France, depuis le Valais, on constate (voir par exemple la récente carte géologique de la Suisse à 1/500 000) que ces faciès valaisans passent en continuité au domaine paléogéographique connu

en France, depuis les travaux de R. BARBIER (1948), sous le nom de Zone des Brèches de Tarentaise.

2. Stratigraphie sommaire de la zone des Brèches de Tarentaise.

Le trait essentiel de la stratigraphie de cette zone est l'existence de deux « étages structuraux » correspondant, de haut en bas, à un puissant « Flysch » et à son substratum mésozoïque.

— Le « Flysch » comprend, de façon très constante, trois termes lithologiques : *le flysch proprement dit* (à dominante calcaire), *des schistes noirs à quartzites verts*, *une formation basale* dont les faciès varient de conglomérats grossiers à des calcaires plaquetés. L'âge de cet ensemble est, grosso modo, *crétacé supérieur*.

— Un ensemble stratigraphiquement lié au précédent dont il constitue la base : c'est *l'ensemble antéflysch* (P. ANTOINE, 1970, 1971). Cet ensemble, qui se rencontre seulement dans l'une des unités constituant la zone (unité du Roignais Versoyen), est caractérisé par la présence de roches éruptives métamorphisées, associées à des formations sédimentaires schisteuses. Leur âge, mal connu, est probablement *crétacé inférieur et moyen*.

— Le substratum comprend des termes allant du Carbonifère au Dogger. Il est caractérisé par de nombreuses discordances au sein des divers ensembles lithologiques, ou bien par des lacunes.

Ce bref résumé de la stratigraphie du domaine paléogéographique des Brèches de Tarentaise est une synthèse d'observations effectuées dans les diverses unités structurales le constituant et qui sont, d'W en E (P. ANTOINE, 1971) : les unités de Moûtiers, du Roignais Versoyen, du Petit-Saint-Bernard, de Salins, des Cols et de la Pierre Avoi.

— *L'unité de Moûtiers* est totalement dépourvue d'ensemble antéflysch et son substratum présente un caractère très accusé de « cordillère » : très nombreuses discordances depuis le Trias, en particulier celle du Dogger, sur un substratum déjà plissé (P. ANTOINE, R. BARBIER et al., 1972) ; lacune complète entre le Malm et le Crétacé moyen.

— *L'unité du Roignais Versoyen* se singularise par la présence de la série « ophiolitique » du Versoyen et d'un substratum dont la lithologie témoigne d'une évolution géodynamique moins

perturbée. En revanche, le « Flysch » est très similaire à celui de l'Unité de Moûtiers (les trois subdivisions lithologiques caractéristiques y sont conservées).

— *Les unités du Petit-Saint Bernard et de Salins* sont incomplètes (il manque le flysch).

— *Les unités de la Pierre Avoi et des Cols* renferment quelques niveaux « ophiolitiques » (très souvent des ovardites) et les termes supérieurs au substratum sont très mal connus quant à leur chronologie.

3) Aspect géodynamique.

L'évolution géodynamique de la zone des Brèches de Tarentaise a été établie récemment (P. ANTOINE, 1971).

— Du Trias au Crétacé inférieur (?) prédomine une paléogéographie très mouvante, particulièrement dans l'Unité de Moûtiers (jeu de failles, séismes, etc.). La tendance moyenne est au maintien d'une faible profondeur, voire à l'exhaussement et à l'émersion temporaire de certaines zones.

— Au Crétacé inférieur et moyen, selon la chronologie proposée par l'un de nous (P. A.), s'amorce une transgression sur des reliefs très peu marqués. L'épaisseur de la tranche d'eau reste probablement faible avec persistance de zones émergées. D'abondantes venues éruptives *sous-marines* affectent le domaine paléogéographique de l'Unité du Roignais Versoyen.

— Enfin, au Crétacé supérieur le domaine marin s'étend alors que se dépose l'épaisse (800 à 900 m) formation du Flysch de Tarentaise. On peut donc admettre une importante « inversion de subsidence ».

En conclusion, il semble bien qu'il faille se représenter la zone des Brèches de Tarentaise comme une sorte de plateforme ou de successions de hauts fonds, du Trias au Crétacé inférieur ou moyen inclus. On retrouve ainsi certains caractères de la zone briançonnaise. En revanche, avec le Crétacé supérieur, s'individualise un sillon subsidant, qui n'est autre que le sillon valaisan mentionné précédemment. Les intrusions volcaniques, dans la chronologie ci-dessus, précèdent donc le renversement de subsidence.

Ainsi se dégage une notion importante : dans le secteur franco-italien et jusqu'au Valais, l'exis-

tence d'un sillon « géosynclinal » valaisan est limitée, dans le temps, au Crétacé et peut-être même, en France, au seul Crétacé supérieur.

II. LES « OPHIOLITES » DU VERSOYEN

La première mention de l'existence de faciès dits ophiolitiques (en fait essentiellement des ovardites) dans la zone des Brèches de Tarentaise, est due à R. TRÜMPY (1951, 1954), puis à un de ses élèves (R. ZULAUF, 1964). Ces découvertes entraînèrent de la part de l'auteur l'établissement d'un parallèle assez évident avec la série de schistes à « ophiolites » dite du Versoyen (G. et P. ELTER, 1965) dont l'origine restait alors très discutée. Cette série « ophiolitique » décrite pour la 1^{re} fois par H. SCHOELLER (1929) était alors considérée (surtout par les auteurs français) comme une dépendance du domaine piémontais. Il se serait agi d'une sorte de klippe, comparable à celle du Mont Jovet, mais à la différence de ce dernier, curieusement replissée et pincée entre le front de la zone briançonnaise et les unités plus externes (zone des Brèches de Tarentaise).

I. Caractères stratigraphiques et structuraux.

A) Localisation géographique.

La série « ophiolitique » du Versoyen dessine une sorte de feston assez court qui, apparaissant aux environs de Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère), atteint son maximum de développement sur les confins franco-italiens dans le haut vallon du Breuil, au NW du col du Petit-Saint-Bernard (fig. 1). Ce feston se biseaute ensuite très rapidement un peu en amont de La Thuile (Italie) (G. et P. ELTER, 1965).

B) Conception structurale actuelle.

Les travaux récents de l'un de nous (P. ANTOINE, 1968-1971) ont précisé la position structurale de la série « ophiolitique » du Versoyen. Contrairement aux hypothèses anciennes, elle forme en réalité le cœur d'une mégastructure anticlinale complètement déversée vers l'W-NW, entre Bourg-Saint-Maurice et la Tête du Chargeur (Italie), à proximité du col du Petit-Saint-Bernard. Dans la plupart des

cas il n'en subsiste que le flanc inverse (feston du Breuil) et, de bas en haut, on observe pratiquement toujours, sur la périphérie, la séquence suivante :

- Flysch proprement dit ;
- schistes noirs à quartzites brun vert ;

- formation basale du Flysch ;
- schistes gris ;
- laves en coussins associées à des schistes noirs ;
- sills volcaniques alternant avec des niveaux de schistes noirs.

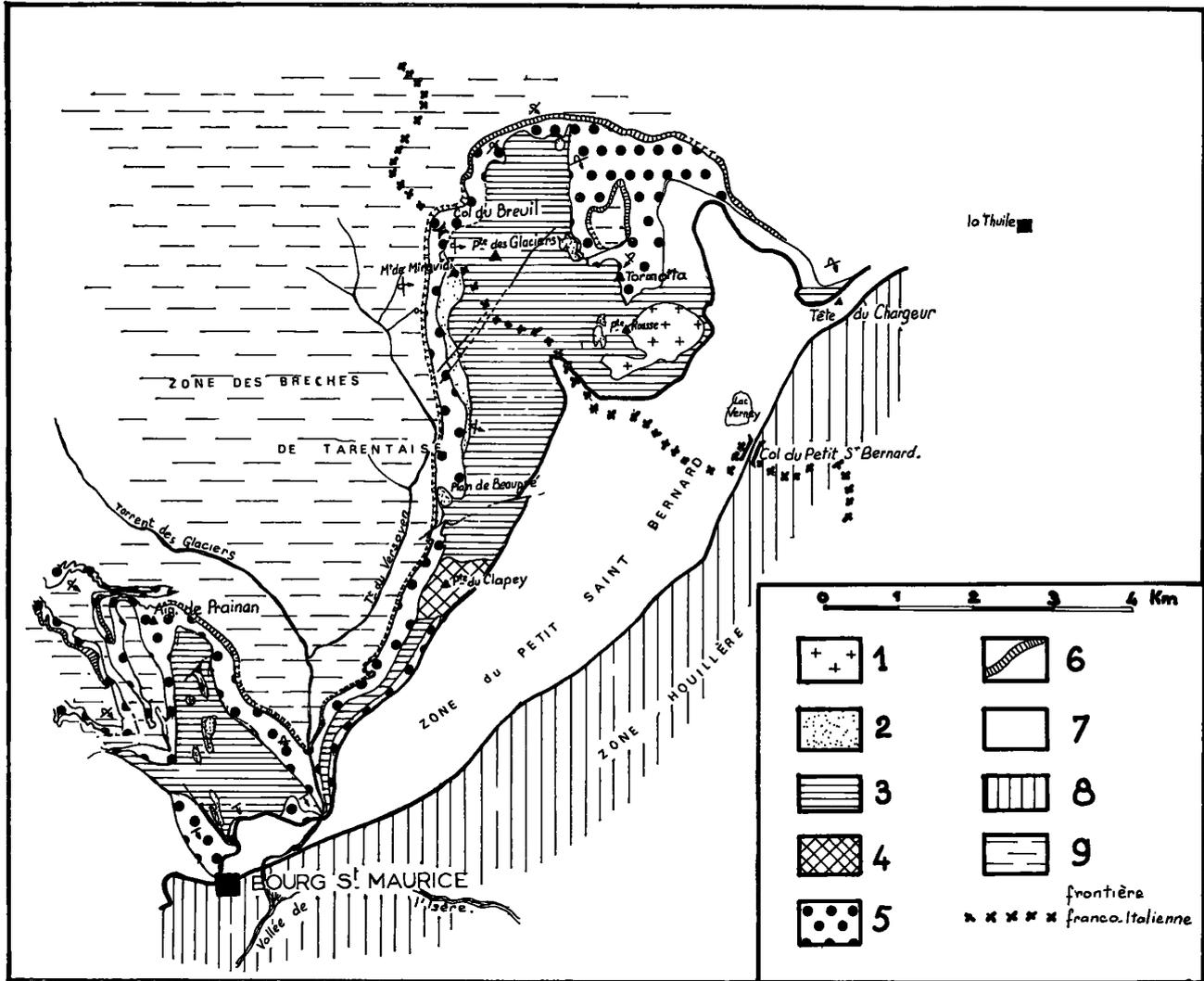


Fig. 1. — Carte schématique du « feston » du Versoyen.

1, Ecailles paléozoïques ; 2, Pillow-lavas ; 3, Diabases et schistes associés ; 4, Intrusions profondes ; 5, Formation basale du flysch ; 6, Schistes noirs à quartzites verts ; 7, Zone du Petit Saint Bernard ; 8, Zone houllère ; 9, Flysch de Tarentaise.

Les deux séquences superposées du « Flysch » d'une part, de l'ensemble volcano-sédimentaire d'autre part étant chacune renversée, on est bien obligé d'admettre qu'elles se sont trouvées plissées ensemble (P. ANTOINE, 1968). La solution la plus

simple est alors de considérer qu'il s'agit d'une série stratigraphique unique, la formation « ophiolitique » précédant immédiatement, dans le temps, le dépôt du « Flysch » de Tarentaise.

L'observation directe du contact supérieur de la série « ophiolitique » du Versoyen en quelques localités privilégiées confirme qu'il en est bien ainsi (P. ANTOINE, 1968-1971). Ainsi considérée, cette nouvelle interprétation de la série « ophiolitique » du Versoyen s'insère beaucoup plus logiquement dans le contexte géodynamique local. La présence d'émissions volcaniques en milieu marin, précédant immédiatement le dépôt d'un flysch, est en effet une caractéristique de nombreux sillons géosynclinaux, soulignée notamment par J. AUBOUIN (1965).

2. Caractères pétrographiques.

Les épanchements volcaniques sous-marins ont conduit, au Versoyen, à une étroite association de faciès volcaniques purs, de faciès sédimentaires purs et de faciès volcano-sédimentaires.

A la suite des récents travaux pétrographiques de l'un de nous (H. LOUBAT, 1968) sur la zone du Versoyen, les formations volcaniques correspondent à des intrusions dans des boues sous-marines plus ou moins humides et meubles, de sills superposés de puissance relativement faible, variable et d'assez grande extension. La disposition de ces intrusions permet de considérer trois niveaux :

— *Les intrusions supérieures* (10 % du volume du massif ?) : ce sont des laves spilitisées présentant des structures en coussins très légèrement laminés et métamorphiques, accompagnées de brèches volcaniques et associées à des niveaux sédimentaires.

— *Les sills intermédiaires* diabasiques (50 à 70 % des formations ?) accompagnés par endroits de brèches d'explosion et alternant régulièrement avec des niveaux de schistes noirs. Au contact schiste noir - roche verte se développe un genre d'adinole de composition alumineuse et calcique, qui augmente d'importance avec la profondeur des émissions.

— *Les intrusions plus profondes* (20 % des formations ?) : elles correspondent à plusieurs variétés de roches gabbroïques sous forme d'unités volcaniques volumineuses, dépourvues de structures en coussins, sensiblement rubanées et enclavant par endroits des lambeaux d'un ensemble conglomératique calcaire. Elles représentent des poches magmatiques ou des zones d'alimentation.

— Outre ces intrusions existent quelques *serpentinites* (représentant moins de 1 % du volume des

formations) dont le rôle est mineur dans l'ensemble de la série du Versoyen.

Ces roches volcaniques basiques sont métamorphosées dans le faciès « schistes verts » avec préservation de quelques minéraux : apatite, ilménite, pyroxène et de quelques structures : gabbros fins, roches porphyriques.

Nous envisagerons successivement ces différents types d'intrusions et les niveaux sédimentaires associés.

A) *Les niveaux supérieurs.*

LES LAVES EN COUSSINS.

Elles sont réparties à la périphérie des affleurements de la série du Versoyen, au voisinage du contact avec la base de la série du « Flysch » et séparé de lui par la mince zone de transition des faciès de schistes gris à niveaux carbonatés et microbréchiques.

Les coussins (anal. 1 à 8, pl. h. t.), globulaires ou elliptiques, sont moulés les uns sur les autres. Ils présentent en section :

- *une enveloppe* épaisse de plusieurs cm constellée de nombreuses varioles d'albite sur un fond phylliteux vert brunâtre. Les phénoblastes d'albite sont à inclusions d'épidote et d'actinote. La matrice phylliteuse est constituée d'une chlorite en houppes et de fins cristaux de muscovite ou de talc ;
- *une zone marginale* à varioles contiguës et structure orientée. L'albite et la chlorite forment des plages allongées. La structure nématoblastique de l'actinote est soulignée par les amas étirés de leucoxène. L'épidote est rare ;
- *un cœur* à phénoblastes d'albite entourés de chlorite et accompagnés de carbonates, d'aiguilles d'actinote-trémolite, de granules de sphène leucoxène, de grains d'épidote. Il n'y a pas de structure fantôme.

La séquence de cristallisation de ces coussins est la suivante : actinote - sphène, leucoxène - épidote, albite, chlorite, calcite - minéralisation ultérieure (hématite).

À côté de ce type de pillow intact se rencontrent des pillows laminés et d'autres plus métamorphiques mais dont les séquences de cristallisation sont identiques à celle décrite ci-dessus.

Le laminage entraîne une accentuation de la structure nématoblastique. Les phases minérales ont

tendance à s'accumuler selon certaines lois géométriques : en phénoblastes pour l'albite, en lits minces et parallèles pour les minéraux titanifères, en niveaux plus épais pour les grains d'épidote et en amas quelconques pour les minéraux phylliteux. On ne décèle pas de calcite.

Le *métamorphisme* occasionne des modifications portant sur l'accroissement de la taille des minéraux et sur la réduction d'épaisseur de l'enveloppe chloriteuse. Les minéraux blancs et colorés ont tendance à se regrouper et l'on passe insensiblement et rapidement des ensembles de coussins aux roches vertes massives.

FRAGMENTATION DES COUSSINS - BRÈCHES DE PILLOWS.

Le passage des pillows intacts aux pillows bréchiques puis aux brèches de pillows paraît suivre le mécanisme suivant : des fissures radiales prennent naissance au sein du coussin, puis des fissures concentriques qui le subdivisent en fragments élémentaires autour desquels se reforme la matrice chloriteuse, tout en lui conservant son intégrité première. Dans un stade plus avancé les fragments arrondis se diluent dans les schistes environnants en formant un empilement de coussinets évoquant une coulée de pillows « nains ». Dans la brèche finale se côtoient des pillows intacts et des coussins en « réduction » auxquels s'ajoutent, dans la partie supérieure de l'ensemble, des éléments anguleux d'assez grande taille (30 à 40 cm) de même nature que les coussins bréchifiés.

Ce phénomène de fracturation des pillows et de formation des brèches s'est produit postérieurement à l'épanchement et antérieurement à la diagénèse du sédiment. Il s'accompagne localement de manifestations explosives responsables du mélange des formes anguleuses et arrondies.

LES FACIÈS SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉS AUX LAVES EN COUSSINS.

Deux ensembles peuvent être distingués : l'un directement associé aux pillows, l'autre les surmontant.

1° *Les faciès volcano-sédimentaires* associés aux pillows sont en général bien tranchés (secteur du feston du Breuil), sauf dans le cas de sédiments contaminés directement par les épanchements magmatiques. Vers le NE (bande anticlinale de Rantin,

par exemple, Val d'Aoste), on constate la présence unique d'un faciès de schistes verts assez tendres, fissiles, équivalents aux faciès précédents. Bien que les déformations tectoniques soient beaucoup plus intenses sur cette marge interne de l'Unité du Roignais Versoyen, on ne peut écarter la possibilité que de tels faciès représentent probablement d'anciens tufs volcaniques. Ces derniers pourraient correspondre à l'accumulation de produits d'altération des coulées du Versoyen entraînés au loin par les courants sous-marins.

2° *Les schistes gris* surmontant les pillows furent signalés pour la 1^{re} fois par l'un de nous (H. L.). Ce faciès correspond, en fait, à une zone de passage rapide entre la formation volcano-sédimentaire ci-dessus et celle du « Flysch ». La caractéristique majeure est l'apparition, à ce niveau, de carbonates annonciateurs de la sédimentation à dominante calcaire de la formation basale du « Flysch ». Cette formation de schistes gris renferme également des bancs franchement calcaires ainsi que des niveaux microbréchiques ou conglomératiques. L'existence de cette formation souligne, si c'était encore nécessaire, les liens sédimentologiques et géodynamiques existant entre série « ophiolitique » du Versoyen et Flysch de Tarentaise.

— *Les schistes gris* (anal. 22 à 27) sont homogènes d'aspect, mais leurs associations minérales sont cependant assez variables. Le type moyen est une roche à calcite, quartz et phyllites (mica blanc et chlorite) et/ou un chloritoïde en tablettes allongées et maclées, des amas pyriteux et des tourmalines détritiques. La roche originelle est, selon les cas, une argile ou une marne gréseuse.

— *Les niveaux carbonatés* se caractérisent par la calcite granoblastique, le quartz, quelques phyllites ainsi que des grenats, de l'albite et de la tourmaline détritique.

— *Les niveaux microbréchiques et microconglomératiques* : ce sont des roches détritiques à éléments dolomitiques et calcaires pris dans un ciment de calcite granoblastique et de quartz détritique recristallisé à tourmaline détritique. Les lamelles de mica blanc et de stilpnomélane sont peu importantes.

B) *Les sills intermédiaires.*

Ils représentent la trilogie prototype des faciès du Versoyen : roches vertes massives - schistes noirs - liséré blanc (adinole).

LES DIABASES.

Elles forment des strates d'épaisseur variable, continues et homogènes sur de grandes longueurs et isolées par des couches plus minces de schistes noirs. On observe des sills à cœur massif et pourvus de coussins à leur contact extérieur avec les sédiments.

Malgré l'homogénéisation des faciès due au métamorphisme alpin, la variation de paragenèse des prasinites correspond à une variation de structure primaire de roches initialement différentes. On peut y reconnaître plusieurs types éruptifs basiques (anal. 9 à 15) :

— *Les laves à structure fine*, caractérisées par de petites albites (quelques mm) se détachant sur un fond vert foncé. Les amas chloriteux enrobent les phénoblastes d'albite. Le calcite intervient en proportion inverse de l'épidote. Les amphiboles chloritisées et le sphène sont enclavés dans les plages des minéraux précités. On observe des fragments corrodés de grenat. L'aspect de ces roches massives rappelle celui des coussins en voie d'induration.

— *Les diabases à grain moyen* : elles sont massives, gris-vert ou à petites ocelles vertes sur un fond gris-vert. Les « fantômes » de grands cristaux de pyroxène sont altérés en amphibole et chlorite et portent la marque de déformations. Le fond est constitué d'amas épidotiques et de plages albitiques enrobant des amphiboles chloritisées et mimant parfois les contours probables d'anciens plagioclases. L'ilménite leucoxénisée est squelettique ; les apatites sont en cristaux brisés.

— *Les roches amphiboliques à quartz exprimé* sont massives, vert-bleu foncé. Les reliques d'amphiboles primaires sont bien visibles. Les plages albitiques piquetées d'épidote et parfois de mica dessinent les contours d'anciens phénocristaux de plagioclases zonés. L'ilménite leucoxénisée est en grands cristaux. Le fond est complexe : on y observe une accumulation de stilpnomélane et d'albite, des fibres amphiboliques, du quartz en abondance, des cristaux brisés d'apatite et de rares plages de calcite et de chlorite.

— *Les diorites à amphibole* : leur structure, vaguement ophitique, est soulignée par des sections d'allure plagioclasiqne prises dans des plages correspondant vraisemblablement à des minéraux mafiques fortement déformés dans un milieu hydraté et remobilisé activement par le métamorphisme.

On observe principalement des amas chloritiques à inclusions de sphène et des gerbes d'aiguilles d'amphibole renfermant dans leur centre des taches brun-rouge à vert-bleu, à contours anguleux et clivages amphiboliques.

LES SCHISTES NOIRS ASSOCIÉS AUX SILLS.

Ils sont interstratifiés, sur de longues distances, avec les sills diabasiques et correspondent soit à des assises sédimentaires, soit à des assises volcano-sédimentaires : cendres et débris fins d'origine volcanique (anal. 28 à 32).

Ils ont un aspect relativement cohérent ; sont noirs, ou gris fer à reflets métalliques bleutés et débit en plaquettes épaisses. On peut y distinguer une variété à minéraux pseudomorphosés (pseudomorphoses de chloritoïde et d'amphibole, en général) dont la structure fondamentale est celle d'un séricitoschiste chloriteux et une autre variété albitochloritique, micacée, provenant soit de l'érosion des coulées les plus proches, soit plutôt de couches de cendres et de débris volcaniques fins (tufs).

LES ADINOLES.

Le liséré blanc (anal. 16) que l'on rencontre intercalé entre les schistes noirs et les sills diabasiques correspond à une concentration d'épidote, d'albite et de quartz (avec grenat, sphène, calcite et tourmaline). Il se développe uniquement lorsque existe une très grande masse de lave : coulée ou sill complet et continu, susceptible d'alimenter la formation du liséré.

Sa formation, postérieure à la consolidation de la majeure partie des laves et du magma intrusif et antérieure aux phases principales du métamorphisme, est contemporaine de la période finale du refroidissement des sills intrusifs dans les sédiments argileux meubles. Elle résulte de fluides tardifs expulsés par le magma se figeant lentement dans l'épaisseur des masses intrusives. Le contact entre sill et sédiment argileux serait une zone d'immobilisation et de réaction des fluides expulsés.

Au NW du massif où les laves sont sous une faible épaisseur de boue et en contact avec des sédiments plus gréseux, les fluides ont pu se disperser, alors qu'à l'E et au SE où les formations volcaniques sont plus volumineuses et mises en place plus profondément, les adinoles prennent de

l'importance et sont relayées, vers le SE, par un rubanage leucocrate.

LES BRÈCHES D'EXPLOSION.

Cette formation locale, hétérogène, montre une matrice noire (anal. 33), compacte, très finement cristalline, enrobant de gros blocs anguleux de roches vertes indemnes de toute enveloppe chloriteuse et des fragments plus petits également anguleux. Les éléments bréchiques blancs, peu nombreux, proviennent probablement de la destruction par explosion ou par broyage des adinoles, alors que les éléments verdâtres à patine d'oxydation rousse correspondent à des fragments de laves en coussins ou de diabases grenues.

Dans certains points, la brèche, alors presque dépourvue d'éléments étirés, montre dans son ciment des figures nettes de fluidalité. Ce faciès hybride résulte de l'intime association de roches d'origine sédimentaire, meubles au moment de l'intrusion et de la lave elle-même ; genèse dominée à certains endroits par des explosions dispersant des fragments déjà consolidés plus ou moins grossièrement grenus, à d'autres par une association selon un mode plastique et mécanique moins violent.

C) *Les intrusions plus profondes.*

La Pointe du Clapey est l'une de ces masses très volumineuses : elle correspond soit à une poche magmatique exceptionnellement large, soit à un important conduit d'arrivée du magma. Ce massif présente plusieurs variétés de roches basiques : d'une part des roches éruptives à structure primaire grossière, au centre, d'autre part des faciès de bordure à grain fin et roches sédimentaires adjacentes ou enclavées.

LES ROCHES ÉRUPTIVES DU CENTRE.

Elles correspondent à la partie inférieure de l'intrusion. Leurs structures primaires sont soit relativement grossières, soit porphyriques ; ces différentes variétés basiques passant progressivement l'une à l'autre. On peut y distinguer des roches rubanées à structure gabbroïque fine et des roches massives à structure gabbroïque ophitique ou porphyrique, passant à des faciès clairs finement grenus. L'individualisation, sous forme de rubanage ou de vastes poches à contours irréguliers, de roches aphaniques leucocrates très riches en Ca, s'apparen-

tant aux adinoles (anal. 20), suggère une sorte de différenciation assez tardive de la mésostase encore fluide des magmas porphyriques. Ce phénomène est caractéristique de tous les domaines pétrographiques du Clapey.

Les roches rubanées.

Elles proviennent de *gabbros fins* ayant une tendance au rubanage (faciès gris) ou franchement rubanés (faciès verts) ; le passage de l'un à l'autre faciès étant insensible.

— *Gabbro fin à tendance rubanée* (anal. 17) : roche grise massive où le réseau de prismes aciculaires d'actinote, parallèle sur de grandes surfaces, respecte partiellement une structure finement gabbroïque. Le fond est albito-chloritique avec sphène et épidote. La zoisite garnit les formes prismatiques d'origine feldspathique. Les nodules enclavés dans les grandes plages amphiboliques ou insérés dans les espaces libres correspondent à des pseudomorphoses possibles d'olivine.

— *Gabbro fin rubané* : roche verte massive où les minéraux mélanocrates sont essentiellement des amphiboles contenant des grains de sphène et de la chlorite, et les minéraux leucocrates de l'albite avec épidote et grenat. On note parmi les minéraux primaires l'apatite et l'ilménite leucoxisée, et parmi les minéraux secondaires le stilpnomélane et l'amphibole bleue. Le rubanage est souligné par la tourmaline zonée, plus ou moins brisée, criblée de petites inclusions semi-opaques associée à un fond d'épidote, de quartz et d'albite.

On remarque, au sujet de la tourmaline, que son abondance croît à proximité des enclaves carbonatées et que son développement, dans les roches éruptives, se limite aux domaines cristallins initialement feldspathiques, en association structurale avec les grenats et les épidotes. Si donc la genèse de la tourmaline est effectivement liée à la formation de grenat, d'épidote et même de glaucophane, c'est-à-dire à la corrosion des plagioclases, il est logique alors d'admettre une *propylitisation d'origine magmatique tardive* où le rôle des phases fluides, riches en éléments volatils, introduites dans le magma par assimilation des sédiments, est particulièrement actif lors des stades successifs d'auto-altération des roches.

Les roches massives.

Elles proviennent de *gabbros pyroxéniques* à structure ophitique passant, par l'intermédiaire de

roches fines à amphibole sodique aux faciès porphyriques associés à des faciès clairs finement grenus.

— *Faciès ophitique* (anal. 18) : roche très mélancrate, vert foncé. Les plages pyroxéniques sont intactes ou amphibolisées (avec apparition de petits grains de sphène) et contiennent alors, poecilitiquement, des anciens plagioclases. L'auréole d'amphibole sodique rayonne à partir du bord du pyroxène vers l'intérieur.

— *Faciès porphyrique* (anal. 19) : roche massive, bleue. On observe des fantômes de pyroxène (aegyrine) avec quelques reliques conservées vers le centre et de grandes plages d'amphibole bleue bordées de gerbes de stilpnomélane et englobant des pyroxènes aux contours soulignés par des grains de sphène et une coloration plus intense de l'amphibole. Les prismes d'origine feldspathique sont trapus et vaguement zonés avec une marge d'albite et de quartz en mosaïque, une auréole de grains d'épidote et une zone centrale à épidote, albite, mica et grenat. On remarque les cristaux d'ilménite et d'apatite et les plages limpides de quartz. La mésostase est constituée des mêmes minéraux.

Le métamorphisme du Clapey, dans son ensemble, est caractérisé par le grand développement des amphiboles vertes, du stilpnomélane, des chlorites, des épidotes, des grenats et surtout des amphiboles bleues zonées. La répartition inégale des faciès amphiboliques paraît intimement liée à la genèse de la roche éruptive et ne s'explique pas de manière satisfaisante dans le cadre d'un métamorphisme régional classique. Il semble qu'il faille plutôt rechercher la genèse de ce minéral sous l'influence de *phénomènes d'autoaltération produits au cours de la phase finale de différenciation et de refroidissement du magma : phénomènes deutériques également en relation avec la genèse des adinoles.*

LES FACIÈS DE BORDURE.

Ils appartiennent à deux ensembles diversifiés, distincts :

— *Le domaine périphérique W et SW* où se rencontrent des schistes grésocalcaires encaissants, des roches vertes rubanées, aphaniques, à amphibole, épidote, albite, sphène et chlorite secondaire (anal. 21) constituant la partie supérieure de l'intrusion et des roches grises, schisteuses, à structure gréseuse ou microbréchique et paragenèse identique mais dans des proportions différentes (anal. 34).

— *Le domaine périphérique E et SE*, caractérisé par des faciès de roches vertes rubanées à niveaux tourmalinifères, ainsi que par l'association intime de faciès sédimentaires variés (schistes noirs, schistes grésomicacés, anal. 35), de faciès bréchiques (brèche ophiolitique à ciment argileux), de faciès hybrides mi-sédimentaires, mi-éruptifs (roches grises à structure effusive possible) et des faciès franchement effusifs (roches gris-vert à ovaloïdes). Les structures macroscopiques de ces dernières roches suggèrent un débit volcanique en coussins et peuvent s'interpréter comme une manifestation assez semblable à la formation de pillows-lavas, localisés à la bordure d'une grande masse intrusive plus ou moins différenciée et en association avec différents faciès sédimentaires encaissants ou en voie d'assimilation par le magma ¹.

L'ENSEMBLE CONGLOMÉRATIQUE CALCAIRE.

Ce type de conglomérat se présente sous deux aspects :

- soit des blocs de calcaire gris, anguleux mais émoussés, de taille variable (5 à 50 cm), pris dans un ciment roux, abondant, d'aspect scoriacé ou spongieux. La matrice est enrichie en albite, sphène, chlorite, épidote, mica, tourmaline, grenat et granules opaques disposés en traînées ondulées. Des gerbes d'amphibole chloritisée recoupent parfois cette orientation ;
- soit des amandes ou passées contournées d'un calcaire cristallin gris emballées dans un ciment roux, rugeux, d'aspect scoriacé. La minéralisation de la matrice est moins intense que précédemment, cependant la pumpellyite et la tourmaline sont abondantes et partiellement calcitisées.

L'allure générale de cette dernière formation évoque des glissements intraformationnels au sein de sédiments non encore indurés. Cet ensemble conglomératique est antérieur (Lias sup. - Dogger) à la mise en place de l'ensemble volcanique (Crétacé inf. et moyen) et s'y est trouvé probablement inclus

¹ L'environnement sédimentaire des « ophiolites » du Versoyen, que ce soit au niveau des intrusions profondes, des sills ou des coussins, paraît être totalement dépourvu de *niveaux à schistes siliceux ou de radiolarites*, si caractéristiques des formations à ophiolites de la Zone piémontaise, par exemple. Cette absence tient probablement à des conditions particulières de dépôt, liées à une profondeur beaucoup moins grande au Versoyen que dans le domaine piémontais.

à la suite des dislocations profondes ayant donné lieu à la montée du magma car on trouve quelques grands lambeaux de ce conglomérat emballés dans les roches vertes de bordure à la partie interne du Clapey.

D) Les serpentinites.

Elles apparaissent étroitement liées à la présence de grands clivages tectoniques ; on les rencontre jalonnant une ligne d'affleurement de coussins bréchifiés et associées également aux brèches du Miravidi. Certaines d'entre elles dérivent probablement de *pyroxénites*, car elles montrent des vestiges assez bien conservés d'enstatite et une matrice serpentineuse à aiguilles d'amphibole. Il n'y a pas de fantôme de péridot. Il est possible d'envisager pour elles une origine secondaire correspondant à la serpentinisation de masses magmatiques untramafiques. Elles sont, par ailleurs, souvent en association avec des écailles de leptynites, ce qui

pourrait être un indice de leur position primaire au voisinage du substratum.

3. Caractères chimiques.

Malgré des données chimiques peu nombreuses (pl. h. t.) concernant la série volcanique du Versoyen et son environnement sédimentaire et volcano-sédimentaire, plusieurs types de diagrammes (H. de LA ROCHE, 1966, 1968, 1972) permettent de dégager l'essentiel des caractères de cet ensemble.

A) Les relations entre Na, K et Al (fig. 2).

Pour l'ensemble volcano sédimentaire, elles font apparaître une distribution quasi continue couvrant trois grands domaines : celui des schistes à droite, celui des pillows-lavas à gauche et celui des diabases-gabbros au centre, correspondant d'une part

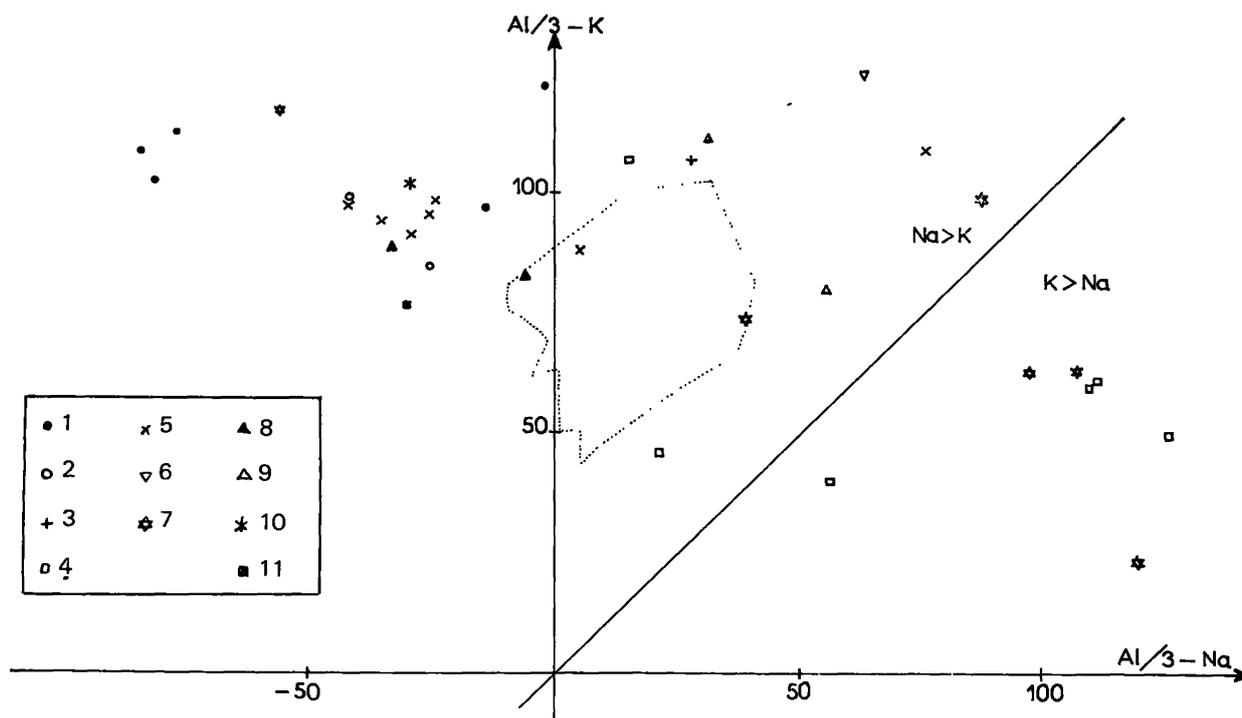


Fig. 2. — *Faciès volcaniques et sédimentaires associés du Versoyen dans le diagramme Al/3-K, Al/3 Na (DE LA ROCHE, 1968).*

— *Coulées de pillow-lavas supérieures* : 1, Cœurs ; 2, Bordures ; 3, Matrice ; 4, Schistes et tufs associés aux pillows. — *Sills intermédiaires* : 5, Diabases ; 6, Adinole ; 7, Schistes et tufs associés aux sills. — *Intrusions profondes* : 8, Gabbros ; 9, Différenciation leucocrate des gabbros ; 10, Prasinite rubanée ; 11, Schistes et tufs associés aux dykes profonds.

En pointillé, l'aire de répartition des basaltes.

aux formations supérieures spilitisées et d'autre part aux intrusions plus profondes qui ne le sont pas.

La position des points représentant les différentes parties des *coussins* : cœur, bordure ou matrice, est régie par le développement du minéral le caractérisant : albite pour le cœur, trémolite-actinote pour la bordure, chlorite pour la matrice. Ce domaine est ainsi séparé en trois fractions dont deux (cœur et matrice) présentent un fort accroissement d'Al par rapport aux bordures. Ceci s'explique par l'influence de l'épidote dont l'abondance se trouve souvent liée à celle de l'albite.

Le domaine des sills diabasiques et des intrusions profondes gabbroïques est plus concentré. Les *diabases*, sensiblement évoluées par rapport au domaine des basaltes indifférenciés, forment un ensemble homogène, de composition identique à celle des bordures de pillows. Les diabases qui s'écartent de cette aire correspondent à des niveaux où les minéraux colorés sont moins importants que la chlorite.

Quant à l'*adinole* développée au contact diabase-schiste noir, son extraordinaire enrichissement en épidote la décale très nettement, par rapport à l'ensemble volcanique, vers les fortes valeurs de Al.

Les *gabbros profonds* se dispersent depuis le champ des basaltes indifférenciés jusque vers le domaine des diabases du Versoyen en fonction du

développement des amphiboles secondaires à partir des pyroxènes ; le gabbro le plus riche en pyroxène se trouvant à la limite de l'aire de répartition des basaltes.

Les traits marquants de l'ensemble volcanique du Versoyen, dégagés du comportement de Na, K et Al, sont donc une accumulation progressive d'albite des gabbros aux cœurs de pillows et un enrichissement en minéraux alumineux de la série, de manière uniforme et invariante : l'étalement de la série, parallèlement à l'axe Al/3-Na étant très nettement décalé vers les fortes valeurs en Al par rapport aux séries spilitiques d'autres régions.

Les *niveaux schisteux* liés aux formations volcaniques se dispersent dans les deux domaines $Na > K$ et $K > Na$. Certains sont d'origine purement sédimentaire et se répartissent dans la zone des schistes et calcaires argileux, d'autres sont volcano-sédimentaires et correspondent à des faciès hybrides mi-sédimentaires, mi-éruptifs où, selon les cas, existe ou non une contamination directe des sédiments par les épanchements magmatiques. A chaque type d'intrusion est lié l'un et l'autre type de formation ; la mise en place des dykes profonds, sills intermédiaires et coulées en pillows s'accompagne, indubitablement, chaque fois, d'émissions tuffacées ou pyroclastiques.

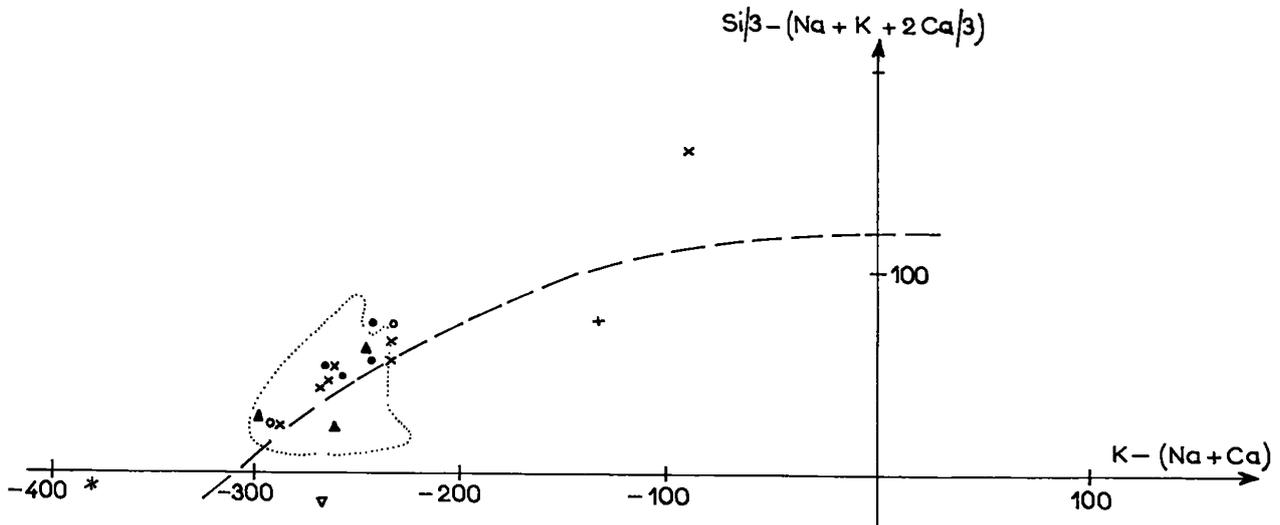


Fig. 3. — *Faciès volcaniques du Versoyen dans le diagramme $Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)$, $K - (Na + Ca)$* (DE LA ROCHE, 1966).

Même légende que fig. 2. Le tireté correspond à la limite des séries tholéitiques (partie sup.) et calcaires (partie inf.).

B) Les relations entre Si, Ca, Na et K.

Sur la fig. 3 les points représentatifs de la série du Versoyen sont tous très groupés dans le domaine basaltique et il se dessine une tendance plutôt tholéiitique. Seuls se détachent les éléments les plus chloritisés (matrice de pillows), les plus carbo-

natés : accumulation de Ca occasionnant une prolifération d'épidotes dans certaines diabases et spilites, ou accusant une perte totale en alcalins et en chaux.

L'influence de Ca et de Na est donc prépondérante dans le cas de l'ensemble volcanique considéré : un excès conduit vers l'épidote et la calcite, un déficit important vers le pôle chlorite.

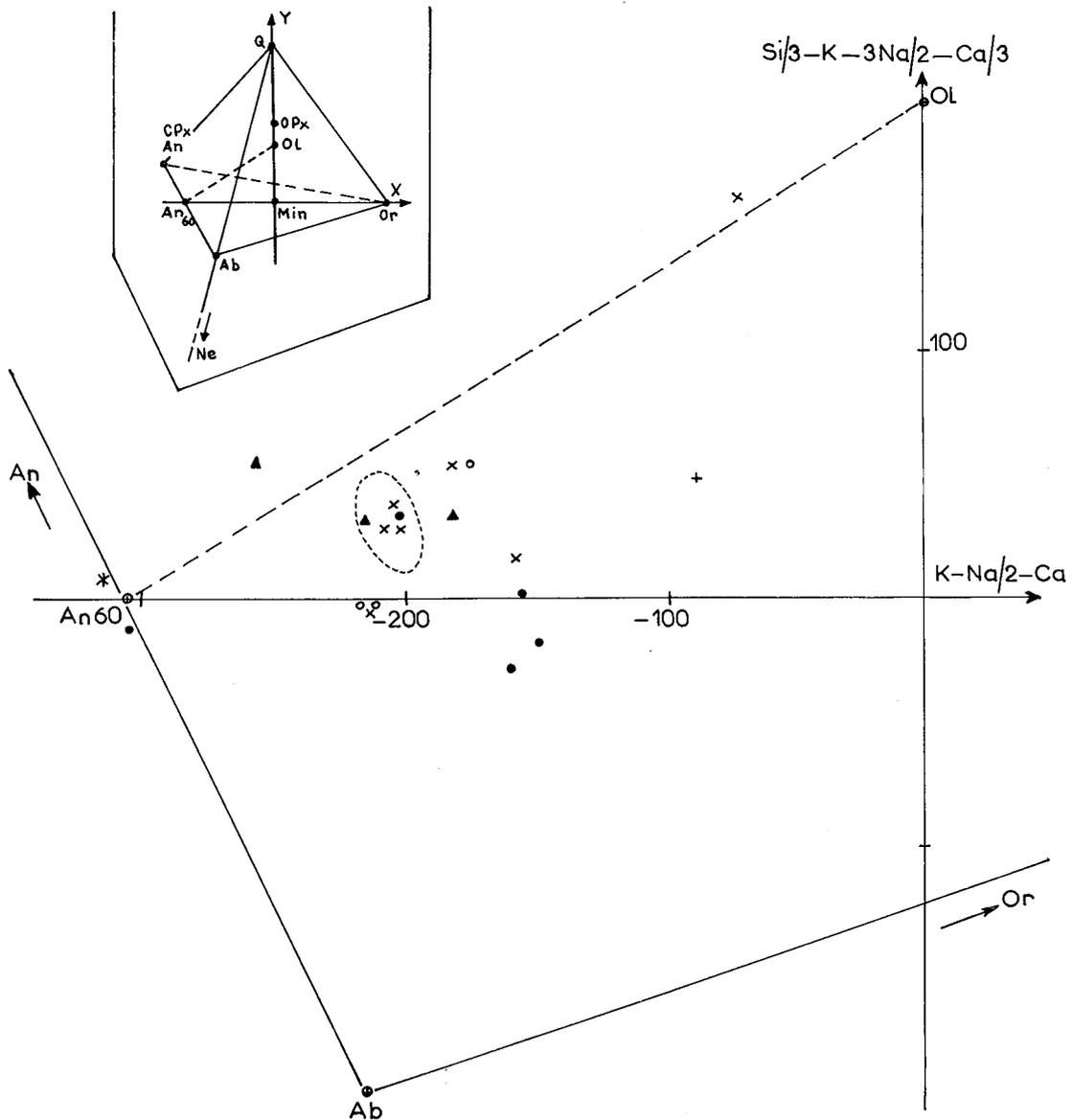


Fig. 4. — Faciès volcaniques du Versoyen dans le diagramme $Si/3 - K - 3Na/2 - Ca/3$, $K - Na/2 - Ca$ (LETERRIER et DE LA ROCHE, 1972).

Même légende que fig. 2. Le tireté correspond à l'aire de répartition des basaltes alcalins.

Tableau des analyses chimiques du Versoyen

1 : cœur de coussin, Prainan ; — 2 : cœur de coussin, Vallon de Beaupré ; — 3 à 5 : cœurs de coussin, Pointe Rousse ; — 6 et 7 : bordure de coussin, Prainan ; — 8 : matrice de coussin, Prainan ; — 9 : diabase, Vallon de Beaupré ; — 10 : hyaloclastite, Mont Miravidi ; — 11 et 12 : diabases, Pointe Rousse ; — 13 : diabase, Costone di Mezzodi ; — 14 : diabase, Vallon de Planavalle ; — 15 : diabase, Vallon de Beaupré ; — 16 : adinole, Vallon de Beaupré ; — 17 : gabbro fin à tendance rubanée, partie N de la Pointe du Clapey ; — 18 : mélagabbro à reliques de pyroxènes, N de la Pointe du Clapey ; — 19 : gabbro pyroxénique à faciès porphyrique, sous le sommet de la Pointe du Clapey ; — 20 : différenciation leucocrate au sein des gabbros, Paroi NW sous le sommet de la Pointe du Clapey ; — 21 : prasinite verte fluidale, partie supérieure de l'intrusion, extrémité W de la Pointe du Clapey ; — 22 et 23 : schistes gris, Tormotta ; — 24 : schiste, Pointe Rousse ; — 25 : schiste, Tormotta ; — 26 : schiste, Pont Serrand ; — 27 : schiste, Pointe Rousse ; — 28 : schiste, Vallon de Beaupré ; — 29 : schiste, glissement du versant est de l'Aiguille de Prainan ; — 30 : schiste, Pointe Rousse ; — 31 : schiste, Bonneval ; — 32 : schiste albitochloritique, Costone di Mezzodi ; — 33 : matrice de la brèche, Mont Miravidi ; — 34 : schiste gréseux gris à amphiboles bleues, arête W du Clapey ; — 35 : schiste grésomiacé gris à amphiboles chloritisées, arête E du Clapey.

Les analyses 1, 6, 8 et 9, 16 à 21, 26, 28, 34 et 35 ont été effectuées au Laboratoire de Chimie de l'Institut de Minéralogie de Genève. Les analyses 2 à 5, 7, 10 à 15, 22 à 25, 29 à 33 proviennent du Laboratoire de Chimie de l'Institut Dolomieu de Grenoble.

N ^{os} des échan- tillons	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O+	H ₂ O—	CO ₂	Total
---	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-------------------	------------------	------------------	-------------------------------	-----	-------------------	-------------------	-----------------	-------

Laves en coussins spilitisées supérieures :

1	43,84	15,14	2,61	5,18	5,24	14,05	3,51	0,10	2,24	0,38	0,21	2,66	0,04	5,05	100,15
2	48,70	18,75	4,20	6,15	5,75	7,80	3,90	0,05	2,10	0,25	0,25	2,15	0,30	—	100,30
3	54,25	15,75	2,00	5,90	6,60	3,65	5,70	0,05	1,80	0,45	0,20	3,55	0,20	—	100,10
4	51,30	16,70	2,15	6,40	6,95	3,60	6,00	0,05	1,70	0,35	0,30	4,25	0,15	—	99,90
5	51,65	17,30	1,80	6,60	7,15	3,15	5,90	0,05	1,80	0,15	0,30	3,70	0,30	—	99,85
6	51,24	16,57	3,34	4,37	5,14	8,55	4,67	0,42	2,31	0,35	0,15	2,54	0,06	—	99,71
7	48,30	13,25	3,75	8,90	9,65	6,90	3,50	0,10	1,55	0,30	0,25	3,60	0,20	—	100,25
8	38,38	18,17	5,09	11,35	9,92	3,04	2,80	0,47	2,75	0,21	0,29	7,48	0,06	—	100,01

Sills diabasiques intermédiaires :

9	48,43	15,05	3,10	9,64	5,03	7,87	4,68	0,10	2,74	0,45	0,28	2,69	0,62	0,23	100,29
10	41,50	16,75	3,50	12,55	11,55	3,10	1,05	0,00	2,00	0,40	0,70	6,45	0,15	—	99,70
11	48,90	14,80	4,15	6,25	7,65	8,15	3,80	0,05	2,15	0,35	0,25	3,20	0,40	—	100,10
12	48,25	15,45	3,65	7,05	7,45	8,25	3,90	0,10	1,90	0,30	0,20	3,20	0,10	—	99,80
13	53,20	17,20	1,70	4,75	5,05	5,40	4,80	0,70	0,70	0,30	0,10	6,15	0,05	—	100,10
14	48,75	16,05	2,70	6,95	8,85	8,30	3,10	0,80	1,30	0,15	0,20	2,80	0,05	—	100,00
15	49,40	14,80	4,10	6,95	7,15	7,70	4,10	0,10	1,85	0,35	0,20	2,95	0,15	—	99,80
16	48,50	26,04	2,92	—	1,37	11,44	3,30	2,10	1,66	0,17	0,13	2,01	—	—	99,64

Intrusions gabbroïques profondes :

17	46,44	17,49	3,99	3,82	10,08	12,28	2,58	0,13	0,97	0,08	0,16	2,64	0,02	—	100,67
18	42,39	13,32	4,09	12,58	6,36	9,75	2,91	0,22	4,45	0,13	0,31	3,11	0,23	—	99,62
19	51,80	15,28	6,95	7,90	2,62	7,10	4,13	0,55	1,02	0,72	0,24	1,60	0,07	0,21	100,12
20	45,28	12,62	2,95	2,68	6,07	28,02	0,85	0,10	1,00	0,09	0,66	0,36	0,01	—	100,58
21	53,25	16,03	3,43	2,70	3,80	14,06	4,17	0,10	0,68	0,06	0,48	1,53	0,03	—	100,22

N° des échan- tillons	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O+	H ₂ O—	CO ₂	Total
--------------------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-------------------	------------------	------------------	-------------------------------	-----	-------------------	-------------------	-----------------	-------

Volcanosédimentaire associé aux pillows :

22	52,80	10,05	1,80	4,45	3,20	12,75	0,30	1,20	0,25	0,10	0,20	12,10	0,40	—	99,60
23	60,20	18,40	1,65	6,00	3,55	1,00	0,30	2,80	0,60	0,20	0,10	4,65	0,15	—	99,60
24	66,05	12,90	3,20	4,15	4,30	1,00	1,95	1,80	0,65	tr.	0,15	3,85	0,45	—	100,45
25	58,20	20,75	2,90	3,90	3,15	0,75	0,75	3,50	0,65	0,05	0,40	4,75	0,15	—	99,90
26	58,00	23,10	1,20	3,40	1,30	0,40	0,75	4,75	1,10	0,15	0,10	4,80	0,40	—	99,45
27	47,85	18,90	2,80	8,90	9,30	0,80	3,35	0,70	0,90	0,15	0,35	5,40	0,25	—	99,65

Volcanosédimentaire associé aux sills :

28	55,44	19,60	1,18	6,17	3,75	0,77	0,23	4,95	1,15	0,08	0,38	4,98	0,11	—	100,09*
29	63,30	19,10	1,60	4,45	2,05	0,40	0,85	2,90	0,70	0,00	0,10	4,05	0,50	—	100,00
30	58,85	21,00	1,90	3,70	3,10	2,10	1,55	1,80	0,85	0,20	0,15	4,45	0,75	—	100,40
31	62,25	19,40	1,60	4,65	2,25	0,35	0,60	3,00	0,65	0,25	0,10	3,95	0,30	—	99,35
32	49,10	18,10	1,80	7,00	7,80	3,40	5,45	0,05	2,10	0,35	0,10	4,25	0,00	—	99,50
33	53,10	21,50	1,15	6,10	4,45	1,05	3,15	3,10	0,95	0,15	0,50	4,05	0,15	—	99,40

Volcanosédimentaire associé aux intrusions profondes :

34	57,78	18,85	2,20	2,75	2,63	2,07	8,66	0,22	0,66	0,07	0,33	1,90	0,03	1,63	100,03
35	53,20	22,02	1,21	6,09	3,72	0,37	5,41	3,19	0,53	0,16	0,13	3,75	0,08	—	99,86

* dont 1,30 d'insolubles.

Quant à l'appartenance de cette série à un domaine plutôt tholéïtique qu'alcalin, ce diagramme montrerait plutôt une tendance tholéïtique.

Les pillows montrent peu de différence du cœur à la périphérie et l'ensemble reste très nettement influencé par Ca. Cependant on note la position des bordures de pillows, de part et d'autre des cœurs : position dépendant de Ca et de Na.

Les tendances de ce volcanisme apparaissent également sur la fig. 4 utilisant la projection plane du tétraèdre Q-Ab-Or-An. En effet, les laves se disposent, à partir de l'aire des basaltes, dans un plan parallèle à la droite CPx-An₆₀-Ab, ce qui met en évidence le développement des albites dans les pillows, la présence de reliques de pyroxène dans certains gabbros et la prolifération d'épidotes dans quelques diabases.

Ce diagramme traduit, pour l'ensemble de ces laves métamorphosées, le réarrangement des feldspaths et des pyroxènes à partir d'une souche

basaltique. Les phases sodiques donnent les albites et glaucophanes ; les phases calciques le sphène, le grenat et les épidotes. On peut donc considérer ces réarrangements comme reflétant le chimisme originel des roches.

Il se dégage donc des trois diagrammes utilisés :

- le caractère alumineux de l'ensemble de la série volcanique ;
- l'enrichissement en albite des cœurs de pillows par rapport à leur bordure ;
- l'homogénéité du groupe diabases-gabbros ;
- la contamination, magmatique ou non, des schistes encaissants ;
- l'influence prépondérante de Ca sur l'ensemble volcanique ;
- et enfin l'appartenance de ce volcanisme au domaine basaltique (peut-être plutôt tholéïtique) si l'on considère que les éléments chimiques constitutifs se sont concentrés et réarrangés à partir de feldspaths et pyroxènes préexistants.

La genèse des minéraux secondaires développés dans tous les horizons volcaniques du Versoyen fait appel à des phénomènes deutériques identiques aux processus invoqués pour tenter d'expliquer la spilitisation du volcanisme du Pelvoux (zone dauphinoise), c'est-à-dire à des réactions hydrothermales produites sous l'influence de solutions aqueuses résiduelles au cours de la différenciation magmatique. Cette analogie de comportement des deux séries volcaniques paraît un argument favorable à leur rapprochement. Nous verrons par la suite que d'autres critères s'ajoutent à celui-ci pour renforcer cette identité.

III. SUR L'ORIGINE DES « OPHIOLITES » DU VERSOYEN

L'analyse des faciès volcaniques du Versoyen montre, tout d'abord, que le terme même d'ophiolite, dans son acception courante, c'est-à-dire l'association de roches basiques et ultrabasiques avec forte prédominance de ces dernières, est assez mal adapté à ces roches car celles-ci sont essentiellement représentées par des diabases et pillows-lavas spilitiques. La rareté d'ultrabasites suffirait donc, à elle seule, à singulariser le volcanisme du Versoyen et à le placer en marge des ensembles couramment appelés « ophiolitiques » des chaînes géosynclinales.

Cette mise au point étant faite, nous nous proposons d'approfondir quelques idées sur la genèse et l'origine possible de ces roches éruptives ; idées seulement effleurées dans les travaux récents de deux d'entre nous (P. A., H. L.) et qui rejoignent les préoccupations de nombreux auteurs traitant du problème des ophiolites des chaînes géosynclinales. Les perspectives offertes par les nouvelles conceptions sur l'expansion des fonds océaniques et les conséquences que l'on peut en tirer ouvrent un vaste champ qu'il convient d'aborder prudemment et de confronter sans répit à la réalité des faits d'observation. Nous nous bornerons donc, dans ce présent travail, prélude à l'étude géochimique approfondie que nous entreprenons, à mettre en évidence les points de divergence entre séries piémontaise et valaisane, de manière à interpréter l'origine du volcanisme du Versoyen dans le contexte des Alpes Occidentales selon les conceptions nouvelles de l'Orogenèse alpine.

1. Comparaison des séries ophiolitiques du domaine piémontais et du volcanisme du Versoyen.

Malgré l'apparente ressemblance, au niveau des deux grands ensembles paléogéographiques, qu'ont le domaine valaisan d'une part, le domaine piémontais d'autre part (ressemblance d'autant plus nette en ce qui concerne le premier lorsqu'on se déplace vers la Suisse orientale), il n'en reste pas moins que des différences importantes apparaissent au niveau des phénomènes magmatiques. Certaines ont été soulignées par l'un de nous (P. ANTOINE, 1971) mais, pour l'ensemble, une formulation claire et précise est due depuis peu à M. LEMOINE (1971).

Nous limiterons, en ce qui concerne le domaine valaisan, notre point de comparaison à la seule série du Versoyen qui, bien qu'appartenant à un secteur particulier (zone des Brèches de Tarentaise) n'en est pas moins la mieux différenciée et la plus accessible à une étude de détail.

A) Caractères principaux des séries piémontaises.

a) En ce qui concerne leurs faciès et leur répartition en volume dans un des secteurs les plus typiques du domaine piémontais (A. NICOLAS, 1966), la succession établie est la suivante, de bas en haut :
— ultrabasites : péridotites (Iherzolites), serpentinites, rodingites, etc. : 2 000 à 3 000 m de puissance ;
— gabbros (métamorphisés) : 300 à 400 m d'épaisseur ;
— roches basiques à grain fin : 500 à 700 m.

A. NICOLAS insiste, par ailleurs, sur la *consanguinité* des faciès basiques et ultrabasiques et note que les effets du métamorphisme ont fait disparaître les traits morphologiques (débit en pillows) permettant de conclure à la nature effusive sous-marine des faciès basiques à grain fin. Celle-ci est depuis longtemps démontrée par de nombreux auteurs, tels M. VUAGNAT et M. LEMOINE, dans d'autres secteurs du domaine piémontais. L'hypothèse d'une origine sédimentaire des prasinites est actuellement rejetée, sauf en ce qui concerne les faciès ovardiatiques (G. ELTER, 1971), et les auteurs y voient, pour l'essentiel, d'anciennes roches d'épanchement sur les fonds sous-marins : interprétation confirmée par les nombreux travaux effectués ces dernières années sur les ophiolites mésogéennes, notamment

ceux de J.H. BRÜNN et J. AUBOUIN. Nous tenons à ajouter toutefois que des accumulations de produits pyroclastiques sédimentés en milieu marin prennent, dans le champ du métamorphisme alpin, un faciès vert de prasinite très semblable à celui des orthoprasinites.

b) En ce qui concerne les *faciès sédimentaires associés* aux ophiolites (si l'on excepte les ovardites et certaines prasinites interstratifiées à la base du Flysch), G. ELTER (1971) en a dégagé les caractères essentiels sur une transversale proche de la nôtre ; ils peuvent se résumer ainsi :

- l'association ophiolites - roches sédimentaires est caractéristique des *vrais schistes lustrés* néojurassiques-crétacés ;
- les Schistes lustrés jouent le rôle de *couverture stratigraphique des ensembles ophiolitiques*, non seulement pour les roches effusives supérieures mais également pour les gabbros et ultramafites ;
- les faciès sédimentaires eux-mêmes sont représentés par l'association très constante de *jaspes à radiolaires* et de *marbres clairs* (parfois à zones siliceuses) que l'on trouve de la région du Grand Paradis (G. ELTER, 1971-1972) à celle du Gondran-Chenaillet (M. LEMOINE, 1971) et jusque dans l'Apennin.

c) En ce qui concerne enfin le *substratum* des ophiolites, sa recherche, dans le domaine piémontais, est très aléatoire car ces roches constituent très souvent un niveau de faiblesse, vis-à-vis des efforts tectoniques, où prennent naissance les clivages structuraux majeurs. Cependant certains auteurs, tels M. LEMOINE (1971) et plus encore G. ELTER (1971-1972), pensent que, dans certains cas, les *ophiolites* pourraient elles-mêmes former le soubassement des assises sédimentaires et représenter ainsi un *ancien fond « océanique »*.

B) Caractères principaux du volcanisme du Versoyen.

a) Le *volume général* et l'*extension cartographique* des séries valaisanes n'ont aucune commune mesure, comme le souligne M. LEMOINE (1971), avec ceux de la zone piémontaise ; l'épaisseur totale du complexe ophiolitique du Piémont peut atteindre 3 000 à 4 000 m dans la zone de Lanzo (A. NICOLAS, 1966), alors qu'au Versoyen la puissance totale varie seulement de 400 à 600 m.

Par ailleurs, la *diversification des faciès est*, elle-même, fort différente car, exception faite de quelques lentilles de serpentinites, *il n'existe pas d'ultramafites* dans les séries valaisanes ; seuls sont représentés des faciès grenus, microgrenus et microlitiques basiques.

Le *mode de gisement* de ces roches est lui-même différent : les sills diabasiques du Versoyen, interstratifiés dans du matériel sédimentaire ou volcano-sédimentaire, montrent que l'on est en présence d'intrusions au sein de sédiments non diagénisés et non d'épanchements directs sur un fond marin.

b) Une autre divergence importante avec les séries piémontaises concerne les *faciès sédimentaires associés* : on note l'*absence complète*, au Versoyen, des niveaux si caractéristiques de marbres blancs et de jaspes à radiolaires ; absence que l'on peut imputer à la faible profondeur du bassin valaisan (P. ANTOINE, 1971).

c) Au niveau du *substratum* de la série volcanique du Versoyen, la connaissance que nous en avons est beaucoup plus claire que pour la zone piémontaise. Comme l'a démontré l'un de nous (P. ANTOINE, 1968-1971) les roches volcaniques représentent le soubassement stratigraphique normal de la série de « Flysch de Tarentaise » ; l'ensemble volcano-sédimentaire appartenant, lui-même, à une entité paléogéographique distincte : l'ensemble anté-flysch caractérisé par ses sédiments propres (schistes et calcschistes) et où les roches vertes ne sont pas toujours présentes en raison de l'existence de rides plus ou moins émergées. Quant au soubassement de la série volcanique il semble bien qu'il soit *présent, connu* et du *type « Zone des Brèches de Tarentaise »*. En effet, l'ensemble anté-flysch, dans les secteurs volcanisés, paraît transgresser des terrains de nature diverse appartenant au substratum antérieurement plissé ou faillé de la « Zone » : calcschistes du Lias moyen à l'Aiguille de Prainan, conglomérats du Lias supérieur ou du Dogger au Collet des Rousses, leptynites permienes à la Pointe Rousse.

La *conclusion* que l'on peut tirer de la confrontation des caractères des séries piémontaises et valaisanes est qu'existent entre elles des *divergences profondes* portant non seulement sur la nature du matériel mis en place et sa répartition, mais aussi sur son mode de gisement et son environnement.

A cette constatation on peut également ajouter que si les Schistes lustrés sont néojurassiques-

crétacés, l'ensemble éruptif valaisan s'insère, lui, dans une série stratigraphique pratiquement continue et connue depuis le Permo-Carbonifère. De plus, certains caractères propres au volcanisme du Versoyen se retrouvent dans de petits affleurements de roches vertes à Zeneggen (Valais) au-dessus de Viège, rive gauche de la vallée, comme nous avons pu le constater récemment en compagnie de M. BURRI.

Tout ce réseau d'évidences nous conduit donc, logiquement, à admettre que *la genèse, le mode de mise en place et la signification tant géodynamique que paléogéographique des séries dites « ophiolitiques » du Versoyen sont différents de ceux des vraies ophiolites piémontaises.*

C) Hypothèses possibles proposées concernant l'origine du volcanisme du Versoyen.

Recherchant un « fil directeur » susceptible de nous guider pour élucider le problème de l'origine du volcanisme du Versoyen, il ne nous paraît guère possible d'émettre des hypothèses sur cette question sans prendre en considération celles avancées sur l'origine des ophiolites piémontaises : les deux domaines, en dépit des différences énumérées ci-dessus, étant trop proches l'un de l'autre à l'échelle de la chaîne alpine tout entière. Parmi les idées émises tentant de résoudre les diverses difficultés géodynamiques soulevées encore par l'interprétation de l'orogénèse alpine prise dans son ensemble, nous retiendrons celle de l'origine du géosynclinal piémontais prenant naissance par déchirure de la croûte sialique entraînant l'existence d'un fond océanique constitué par le manteau supérieur. Si M. LEMOINE (1971) souligne prudemment que certains faits d'observation ne s'opposent pas à une telle vue, G. ELTER (1971), après une solide analyse, paraît souscrire pour un point particulier (hiatus entre Grand Paradis et Dent Blanche) à une telle interprétation. Pour cet auteur la phase d'extension conduisant à l'individualisation de cet « océan fossile » aurait débuté au Malm, à la limite interne de la zone briançonnaise, au niveau de la zone prépiémontaise (sillon Grande Motte et sa ride marginale interne).

Une hypothèse similaire avait, du reste, été proposée par J. DERCOURT (1970) pour expliquer la formation du géosynclinal valaisan (sphénochasme

valaisan), mais les faits que nous avons exposés au sujet du volcanisme du Versoyen l'*infirment indubitablement.*

En reprenant l'idée de G. ELTER, compte tenu de la remarque précédente, nous pouvons considérer que la zone dauphinoise, la plateforme péninsulaire externe (zone des Brèches de Tarentaise et soubassement du géosynclinal valaisan) et la plateforme briançonnaise appartiendraient en fait, dès le Malm, à une *marge continentale* : marge sur laquelle apparaît le volcanisme du Versoyen (dont l'âge pourrait se situer au Crétacé inférieur ou moyen).

Partant de cette considération, deux hypothèses sont formulables pour replacer ce volcanisme dans le contexte géodynamique alpin :

1° *Il s'agirait d'un volcanisme localisé, en liaison avec les failles de distension qui ont conduit à l'ouverture progressive de l'océan piémontais, ce qui expliquerait la seule présence de termes effusifs et intrusifs.*

A l'appui de cette hypothèse, les travaux en cours de l'équipe grenobloise (notamment ceux de S. FUDRAL et J. COLLART) révèlent que dans le secteur particulier de la zone des Brèches de Tarentaise les efforts de distension ont débuté très tôt, peut-être dès le Trias moyen et supérieur, en certains endroits. D'autre part, il est assez remarquable que les venues volcaniques aient immédiatement précédé le renversement de subsidence générateur du sillon des flyschs valaisans : elles caractérisent donc une période de grande mobilité de la croûte continentale.

Cette position du volcanisme du Versoyen, telle qu'elle se dessine, n'est pas sans rappeler celle, très voisine, du *volcanisme spilitique du Trias supérieur-Lias inférieur dauphinois*. D'ailleurs, R. BARBIER et J. DEBELMAS (1966) ont, en effet, souligné la localisation de ce volcanisme singulier à l'une des extrémités possibles du sillon valaisan et ont rappelé, à ce propos, que les auteurs suisses hésitent encore sur l'âge des ophiolites valaisanes des Grisons (base de la série des Bündnerschiefer). Le parallélisme entre les roches volcaniques du Versoyen et celles du Pelvoux s'établit d'ailleurs tant au niveau des processus de mise en place de ces ensembles qu'au niveau de la différenciation de leurs produits. Elles sont vraisemblablement montées au niveau de joints tectoniques et épanchées soit dans des sillons peu profonds, soit dans des milieux lagunaires appar-

tenant à des zones de plateforme assez mobiles et antérieurement à l'individualisation des fosses. Ce volcanisme, dans les deux cas, peut être qualifié de *volcanisme préorogénique fissural de plate-forme continentale* et les produits émis laissent supposer, pour l'un et l'autre, un processus de différenciation identique, à partir d'une souche basaltique alcaline, donnant des termes doléritodiabasiques, lamprophyriques et spilitiques au Trias (Pelvoux) et des termes doléritogabbroïques, diabasiques et spilitiques au Crétacé (Versoyen).

Ces considérations amènent à concevoir le volcanisme du Versoyen comme un *stade de l'évolution* du géosynclinal valaisan considéré isolément ; cependant, à l'échelle de la chaîne alpine, il ne paraît guère possible que l'individualisation de ces deux « sillons » ne soit pas liée d'un point de vue géodynamique, ce qui nous conduit à une deuxième hypothèse.

2° Considéré à une certaine échelle, l'ensemble paléogéographique constitué par la zone dauphinoise, le géanticlinal briançonnais (et son « annexe » de la zone des Brèches de Tarentaise — plate-forme pennique externe) constitue, dans l'hypothèse de l'ouverture d'un océan « piémontais », une partie de la marge du craton européen. De nombreux indices paléogéographiques concentrés en particulier dans la zone des Brèches de Tarentaise montrent qu'entre le Trias et le Crétacé moyen il y a eu là une zone très active sismiquement et comportant, en outre, son propre volcanisme (série du Versoyen et manifestations volcaniques du domaine valaisan). Ce schéma suggère évidemment, dans l'optique actuelle, l'idée d'une sorte d'*arc insulaire* (zone des Brèches de Tarentaise + zone briançonnaise) *flanqué à l'W d'un bassin marginal* (zone delphino-helvétique et, à partir d'une certaine époque, sillon valaisan) *et à l'E de l'océan piémontais*.

Dans cette hypothèse, on doit supposer que l'existence d'une zone de Benioff sous cet arc insulaire est responsable de la séismicité de ce secteur et de l'élévation du gradient géothermique générateur du volcanisme valaisan, selon le principe résumé récemment par Seiya UYEDA (1972).

Un tel schéma, entièrement hypothétique, soulève cependant de nombreuses réserves :

— Tout d'abord a-t-on le droit, dans l'état actuel de nos connaissances, d'appliquer à l'échelle de la

centaine de km des théories tirées de faits d'observation à l'échelle du millier de km ? Cette difficulté sera peut-être tournée à l'avenir par la démonstration que la réponse est affirmative, ou bien par la reprise minutieuse des synthèses structurales permettant l'extension de nos zones paléogéographiques actuelles et une conception plus « globale » de leur répartition.

— Outre cette question d'échelle, d'autres difficultés surgissent et notamment à propos des métamorphismes qui doivent nécessairement accompagner la formation d'arcs insulaires et de bassins marginaux.

On devrait, en effet, trouver sur le versant « continental » de l'arc une zone de métamorphisme de haute température et de basse pression dans le secteur correspondant au bassin dauphinois et, éventuellement, au sillon valaisan.

L'absence apparente d'un tel métamorphisme n'est peut-être pas insurmontable, car un certain nombre de suppositions peuvent être avancées.

La création d'un bassin marginal provient, nous le savons, d'un étirement et donc d'un amincissement de la croûte sialique au voisinage de la marge continentale, en raison de l'élévation du flux thermique provoqué par l'enfoncement de la plaque océanique selon la zone de Benioff, sous cette marge continentale qui est alors considérée comme active. A la limite, l'étirement du substratum sialique du bassin marginal peut aller jusqu'à la rupture... et l'on retrouve un fond océanique en réduction.

Dans le cas qui nous préoccupe, on pourrait par exemple admettre que le schéma envisagé a en quelque sorte avorté, l'évolution vers un bassin marginal typique ayant été stoppée pour une raison encore inconnue. L'étirement de la croûte sialique sous la zone dauphinoise (essentiellement au Trias et au Lias) serait insuffisant pour qu'un métamorphisme thermique important puisse se manifester. En revanche, dans le sillon valaisan cet étirement serait plus vigoureux et plus récent (Crétacé).

R. TRÜMPY (1971) a, en effet, admis que la croûte continentale sialique sous le sillon valaisan pouvait être d'épaisseur réduite. Nous comprendrions alors beaucoup mieux pourquoi les séries valaisanes aussi bien que celles de Tarentaise sont métamorphiques, même s'il ne s'agit que d'une zone élevée de métamorphisme.

Quoi qu'il en soit, une bonne partie des idées exposées ci-dessus ne sont que des spéculations en grande partie gratuites. Comme l'a souligné M. LEMOINE, le principal mérite de la théorie de la Tectonique globale est d'avoir fourni des sujets de réflexion et des hypothèses de travail.

Il nous reste à revoir le terrain, à explorer des domaines laissés pour l'instant dans l'ombre (tel celui de la géochimie) et surtout à ne pas perdre de vue la taille extrêmement modeste de notre « Téthys » alpine à l'échelle du globe.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE (P.) (1968). — Sur la position structurale de la « zone du Versoyen » (nappe des Brèches de Tarentaise, sur les confins franco-italiens) (*Géol. Alpine*, 44, p. 6-26).
- (1970). — Une nouvelle subdivision dans le domaine valaisan, en Tarentaise et dans le haut Val d'Aoste (*C. R. Acad. Sc.*, 270, p. 1548-1551).
- (1971). — La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse (*Mém. Lab. Géol. Grenoble*, 9, 367 p.).
- ANTOINE (P.), BARBIER (R.), DEBELMAS (J.) et FUDRAL (S.) (1972). — Précisions chronologiques et paléogéographiques sur les Brèches du Massif du Grand Fond (zone des Brèches de Tarentaise, Savoie) (*Géol. Alpine*, 48, 1, p. 49-59).
- AUBOUIN (J.) (1965). — Geosynclines. Amsterdam, Elsevier publ. comp., 335 p.
- BARBIER (R.) (1948). — La zone ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère (*Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, p. 212-228).
- BARBIER (R.) et DEBELMAS (J.) (1966). — Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au N du Pelvoux (Alpes Occidentales) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 42, p. 97-107).
- DERCOURT (J.) (1970). — L'expansion océanique et fossile ; ses implications géotectoniques (*Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XII, 2, p. 261-317).
- ELTER (G.) (1971). — Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites (*Géol. Alpine*, 47, p. 147-169).
- (1972). — Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés (*Mem. Ist. Geol. min. Univ. Padova*, XXVIII, p. 3-19).
- ELTER (G.) et ELTER (P.) (1965). — Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardo (versante italiano). Notice illustrative (*Publ. Centre pour l'étude géol. et pétr. des Alpes*, XXXV, 53 p.).
- HAUG (E.) (1909). — Les géosynclinaux de la Chaîne des Alpes pendant les temps secondaires (*C. R. Acad. Sc.*, 148, 24, p. 1637-1639).
- LEMOINE (M.) (1971). — Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes Cottiennes) (*Géol. Alpine*, 47, p. 181-201).
- LETERRIER (J.) et LA ROCHE (H. de) (1972). — Extension aux basaltes d'une typologie chimique des roches ignées acides et intermédiaires (*C. R. Acad. Sc.*, 274, p. 788-791).
- LOUBAT (H.) (1968). — Etude pétrographique des ophiolites de la « Zone du Versoyen », Savoie (France), Province d'Aoste (Italie) (*Arch. des Sc.*, 21, 3, p. 265-457).
- NICOLAS (A.) (1966). — Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (*Thèse Fac. Sc. Nantes*, XVI, 178 p.).
- LA ROCHE (H. de) (1966). — Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches (*C. R. Acad. Sc.*, 262, p. 1665-1668).
- (1968). — Comportement différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques (*ibid.*, 267, p. 39-42).
- LA ROCHE (H. de), ROCCI (G.) et JUTEAU (Th.). — Essai de caractérisation chimique des associations spiliteuses. In « Spilite volume », G.C. Amstutz, éd. à paraître.
- SCHOELLER (H.) (1929). — La Nappe de l'Embrunais au N de l'Isère (*Bull. Carte Géol. Fr.*, 775, XXXIII, 422 p.).
- TRÜMPY (R.) (1951). — Sur les racines helvétiques et les « Schistes lustrés » entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre Avoi) (*Ecl. Geol. Helv.*, 44, 2, p. 338).
- (1954). — La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan (*ibid.*, 47, 2).
- (1971). — Stratigraphy in Mountain Belts (*Quarterly Journ. Geol. Soc. London*, 126, p. 293-318).
- UYEDA (S.) (1972). — Dérive des continents et Tectonique des plaques (*La Recherche*, 25, 3, p. 649-664).
- ZULAUF (R.) (1964). — Zur geologie der tiefpenninischen zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien) (*Thèse Zurich*, Druck ; E. Trunfer, 150 p.).