

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Band: 28 (1975)
Heft: 3

Artikel: Étude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France) : grès de Taveyanne et grès du val d'Illiez
Kapitel: Composition pétrographique qualitative des grès et des conglomérats
Autor: Sawatzki, Georg Günter
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-739804>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 18.10.2024

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

male tandis que les niveaux riches en éléments volcaniques résulteraient d'avalanches sous-marines, déclenchées par des éruptions volcaniques côtières avec des coulées volcano-détritiques. D'une manière générale, nous avons partout constaté une variation progressive de la teneur en éléments volcaniques avec la granulométrie. Dans notre région, comme dans la région entre Arve et Giffre (MARTINI, 1968), ces deux types différents de sédimentation n'existent pas.

Diffraction :

Dans le cas des schistes, par suite de la diminution du rapport R (plagioclase/quartz $\times 100$) dans les termes fins, on obtient des valeurs si proches dans les divers types de flysch qu'une distinction sûre devient impossible. Mais, par contre, ce rapport R est utile dans le cas des grès fins, dont l'étude microscopique est difficile; il permet en effet d'évaluer avec suffisamment d'exactitude la teneur globale en éléments volcaniques à l'aide des diagrammes de la figure 4.

Conclusion :

Les niveaux gréseux à grain moyen et fin peuvent être distingués grâce au rapport R (plagioclase/quartz $\times 100$). Mais l'étude microscopique, lorsqu'elle est possible, est plus rapide et plus révélatrice car elle montre, en plus, les différences de structure (« faciès ») des éléments volcaniques. Ces différences sont décisives pour distinguer entre GVI et GT. C'est pourquoi nous avons déterminé la plupart des grès du flysch qui présentaient une granulométrie convenable à l'aide du compteur par points.

D'après l'analyse diffractométrique et l'étude microscopique des flyschs, le pourcentage en éléments volcaniques A* et D* de ces roches est fonction de deux facteurs: situation stratigraphique et granulométrie. Pour éliminer l'influence du dernier facteur, on choisira des échantillons de granulométrie moyenne (0,3-0,4 mm), classe pour laquelle la teneur en éléments volcaniques est maxima.

3. COMPOSITION PÉTROGRAPHIQUE QUALITATIVE DES GRÈS ET DES CONGLOMÉRATS

L'étude de la composition pétrographique qualitative et quantitative des GT et des GVI a été effectuée en détail par VUAGNAT (1952) pour l'ensemble du flysch nordhelvétique de la Suisse. Ce travail garde encore aujourd'hui toute sa valeur et son importance et ses résultats peuvent être étendus aux flyschs correspondants de la Haute-Savoie.

En effet les grès des flyschs du synclinal de Thônes sont composés des mêmes fragments de roches que ceux décrits par VUAGNAT. Nous pouvons donc nous borner à ne donner ici qu'un inventaire sommaire de ces derniers.

3.1. GRÈS ULTRAHELVÉTIQUES

3.1.1. *Les éléments volcaniques*

La teneur des grès ultrahelvétiques en *éléments volcaniques A* et D** est presque nulle. Ce n'est que très rarement qu'on observe un fragment qui pourrait provenir d'un andésite; la structure, hiéroglyphique, n'est toutefois guère reconnaissable à cause de l'intense calcitisation des éléments composant les grès ultrahelvétiques. Nous verrons plus loin (3.4.3.E.) que la structure hiéroglyphique est plus typique de roches plus acides (dacites, rhyolites).

De tels fragments pourraient provenir de roches volcaniques anciennes associées aux massifs hercyniens ou encore des ophiolites jurassiques et crétacées puisque quelques-uns de ces débris présentent une association de minéraux (quartz, épidote, chlorite, albite et actinote) qui correspond à un faciès métamorphique plus profond que le faciès à laumontite.

L'étude microscopique a révélé la présence d'un minéral dont les caractères optiques correspondent à ceux de la pumpellyite. Une vérification de cette détermination à l'aide des rayons X n'a pas été possible étant donné les très petites dimensions des cristaux. De plus, nous avons observé des fragments chloritisés qui ressemblent beaucoup à des débris de serpentinite ou des roches ultrabasiqes serpentinisées et/ou chloritisées.

Le problème soulevé par la présence de ces minéraux dans les grès du flysch sera discuté plus bas (3.6.).

La présence d'éléments volcaniques acides est caractéristique pour les GUH. Ces fragments montrent des pâtes felsitiques, granophyriques, globulaires-fibro-radiées et hiéroglyphiques. Toutes les transitions entre ces termes existent. De tels fragments sont faciles à reconnaître quand ils renferment des phénocristaux d'un plagioclase acide, d'orthose, de biotite, souvent complètement transformés en chlorite et, surtout, de quartz corrodés. Par exemple, nous avons remarqué un type spécialement riche en phénocristaux d'orthose et présentant une tendance vers une structure micrographique. En l'absence de tels phénocristaux ces fragments pourraient en effet être confondus avec des débris de cherts ou de la matrice felsitique des andésites. Cependant le degré d'altération de ces débris est un critère supplémentaire permettant souvent de trancher la question. En effet alors que les éléments provenant des andésites sont fortement chloritisés, hématitisés et parfois calcitisés, les fragments de roches volcaniques acides, composés essentiellement de petits grains de quartz, ont gardé leur fraîcheur originelle.

3.1.2. *Les éléments non volcaniques*

Les GUH contiennent une grande quantité de matériel provenant de la destruction de *roches plutoniques acides*. Ainsi, nous trouvons des minéraux isolés et

des débris composés de quartz, de plagioclase acide (parfois une albite-oligoclase finement maclée), d'orthose, elle-même souvent criblée de micas blancs et de biotite, celle-ci fréquemment transformée en chlorite. La présence de micas détritiques, facilement décelables à l'œil nu, est très fréquente dans les GUH. Les débris de mylonites et de minéraux déformés mécaniquement, tels des grains de quartz à extinction onduleuse et des feldspaths cataclastiques, sont toujours présents.

Dans *le matériel sédimentaire* nous avons observé des calcaires gréseux, des calcaires fins, des clacaires biogènes, des marnes, des radiolarites, des cherts et des quartzites plus ou moins micacés passant à des métaquartzites et à des phyllites quartziques.

Dans le groupe des minéraux apparaissant sporadiquement, nous mentionnons la tourmaline, l'apatite, le grenat et la glauconie.

3.2. GRÈS DE TAVEYANNE

3.2.1. *Les éléments volcaniques*

Les GTT sont caractérisés par leur richesse en éléments volcaniques A*: 80 % en moyenne d'après VUAGNAT (1952) et MARTINI (1968).

Les débris volcaniques des GT proviennent principalement de deux types principaux d'andésite s.l.: les andésites à augite et les andésites à hornblende. Nous n'avons rencontré que très rarement des fragments d'andésite à biotite, variété qui est plus fréquente dans les grès de Petriagnacola (ELTER *et al.*, 1969).

Dans le territoire que nous avons étudié les andésites à augite prédominent; mais l'examen microscopique montre que, postérieurement au dépôt, la hornblende a tendance à s'altérer plus facilement. Malgré ce fait nous avons localement observé des niveaux plus riches en hornblende, sans toutefois pouvoir leur attribuer une position stratigraphique déterminée.

Les types de structures andésitiques décrits par VUAGNAT (1952) se retrouvent dans toute la série des GT de notre région, répartis d'une façon uniforme, avec quelques variations de détail qui n'ont pas de signification stratigraphique générale.

La composition minéralogique des fragments volcaniques A* est monotone: on trouve des phénocristaux de plagioclase et, plus rarement, des phénocristaux d'augite et de hornblende englobés dans une matrice chloriteuse dans laquelle naissent des microlites de plagioclase. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'ilménite et l'hématite.

Les propriétés optiques, la fréquence et l'habitus de ces minéraux, comme les transformations secondaires (albitisation, chloritisation et calcitisation) qu'ils ont subies ont été décrits récemment par MARTINI (1968) dans son étude des grès de Taveyanne. Cet auteur a conclu qu'il s'agissait, à l'origine, d'andésites à labrador (ou leucobasaltes) en raison de leur teneur en minéraux ferro-magnésiens inférieure

à 40% et de la nature du plagioclase dont la teneur en anorthite est presque toujours supérieure à 50%.

De plus nous avons retrouvé dans les GT du synclinal de Thônes tous les types de galets et tous les types de transformations définis et décrits par MARTINI: bords calcitisés des bancs de grauwackes (voir 7.2.1.), galets mous (fragments marneux ou schisteux), pseudogalets (fragments mous avec une enveloppe de grès calcitisé), galets andésitiques « normaux » et galets andésitiques « aberrants ».

Les galets de type « normal » sont simplement des fragments plus grossiers et mieux arrondis d'andésite s.l., mais leur nature pétrographique ne diffère pas de celle des divers éléments des GT habituels. Par contre les galets du type « aberrant » ont une composition pétrographique uniforme. On observe, en effet, que dans les structures vitrophyriques et hyalopilitiques la hornblende domine toujours. MARTINI conclut qu'il s'agit, du point de vue pétrographique, d'un seul type de lave. La fragilité de ces galets exclut un long transport. La mise en place de ces galets de type « aberrant », d'ailleurs toujours associés à des galets mous, peut être expliquée par l'action des courants de turbidité qui auraient arraché à leur passage des blocs de lave et des paquets de marnes affleurant sur la pente sous-marine, expliquant ainsi le mélange de ce matériel aux grauwackes des GT.

3.2.2. *Les éléments non volcaniques*

Le matériel non volcanique est essentiellement composé de fragments de roches plutoniques granitoïdes et, en moindre proportion, de roches sédimentaires.

Le groupe des roches profondes comprend des granites, des microgranites, des aplites et des pegmatites. *Le matériel sédimentaire* est représenté surtout par des roches locales, comme des calcaires à grains fins sénoniens, des calcaires biogènes et biodétritiques priaboniens et urgoniens et des « marnes à foraminifères ». Par contre les schistes, les calcaires gréseux, les quartzites, les cherts et les radiolarites sont d'origine inconnue ou incertaine.

Sous le terme de *matériel divers* nous groupons de rares fragments de micaschistes, de gneiss et plus fréquemment de métaquartzites.

Tous ces éléments se retrouvent en plus grande quantité dans les GVI où ils seront décrits plus en détail (3.3. et 3.4.).

Le ciment des GT est formé de chlorites et de minéraux en grains fins provenant de la destruction du matériel énuméré ci-dessus. Dans des cas spéciaux — pseudogalets, bords calcitisés et bancs calcitisés — la calcite entre dans la composition du ciment.

3.3. GRÈS DU VAL D'ILLIEZ

Les GVI sont plus pauvres en éléments volcaniques que les GT. Ils sont caractérisés par la présence d'éléments volcaniques A* et D*.

3.3.1. *Les éléments volcaniques*

Dans le cas des *éléments volcaniques A** on observe essentiellement les mêmes structures que dans les GT. La seule différence est la plus grande proportion de structures grossières (felsitiques, hyalopilitiques, trachytiques et pilotaxiques) dans les GVI. Entre les structures trachytiques grossières et pilotaxiques grossières des andésites d'une part et la structure intersertale des diabases d'autre part, toutes les transitions existent. Les débris de diabases sont en moyenne de beaucoup plus grande taille que les débris à faciès andésitique. Nous expliquons ceci par deux processus qui vraisemblablement ont joué simultanément, à savoir :

1. Les fragments à faciès andésitique avaient une matrice vitreuse plus fragile que les fragments à faciès diabasique, formés principalement par un fin tissu de microlites de plagioclase enchevêtrés.
2. Les fragments à faciès andésitique, composants majeurs des GT, ont subi un transport plus long; ils ont été déposés et remaniés plusieurs fois avant de se déposer finalement dans les GVI.

Nous pensons que l'influence du processus 1. a été plus importante.

*Les éléments volcaniques D** proviennent de la destruction de laves en coussins (pillow lavas). Ils présentent les structures caractéristiques qui ont été décrites en détail par VUAGNAT (1952). Nous utiliserons les termes définis par cet auteur.

Ainsi nous avons observé, par ordre de fréquence croissante, des fragments présentant les structures suivantes: sphérolitique, étoilée, intersertale—divergente, intersertale, arborescente—fibroradiée.

La composition minéralogique de ces débris est monotone (voir 3.4.3.C). Dans la plupart des cas nous avons trouvé les minéraux suivants: albite, chlorite, sphène, en fins granules, et un minéral opaque, probablement de l'hématite. Les autres débris typique de laves en coussins rencontrés dans les GVI sont des chloritites. Ce sont des fragments de chlorite (chloritite) qui proviennent de la matière interpillow ou, quand ils englobent des varioles, du bord des pillow. Quelques fragments de chlorite montrent une structure en rubans ou en mailles, rappelant fortement celles des serpentinites. Parfois ces fragments contiennent du grenat, en grains xénomorphes ou en veinules. Nous avons observé de tels fragments de chloritite à grenat pseudomorphosant des cristaux de pyroxène ou de hornblende provenant probablement de roches ultrabasiques. On rencontre encore fréquemment dans les GVI des fragments constitués d'une mosaïque de plages isométriques d'un plagioclase acide. Les cristaux sont trapus et parfois maclés selon la loi de l'albite. La détermination microscopique exacte de ce feldspath est rendue impossible par la présence d'innombrables et fines inclusions; mais l'indice de réfraction très bas et le diagramme de diffraction des rayons X nous incitent à parler d'une albite, conclusion

à laquelle arrivait aussi VUAGNAT (1952). L'étude des conglomérats nous apprendra qu'il s'agit là de fragments de gabbro métamorphisé. Nous avons observé, par ailleurs, des débris de serpentinite inaltérée dans des grès plus externes (les grès d'Aillons/Bauges, par exemple) qui se rapprochent déjà des grès de la Molasse.

Les roches d'origine volcaniques acide ou subvolcanique acide (filons, dykes) se distinguent des roches volcaniques A* et D* par leur teneur en quartz et par leurs structures typiques des roches acides (felsitiques—granophyriques). Nous pouvons distinguer:

- a) Les porphyres quartzifères ou rhyolites. Ces roches contiennent des phénocristaux de quartz idiomorphes souvent partiellement résorbés. De plus on y observe des phénocristaux de plagioclase acide, de feldspath potassique et de biotite chloritisée.
- b) Les porphyres globulaires (des phénocristaux de quartz apparaissent en effet englobés dans une matrice fibroradiée—sphérolitique similaire à celle des porphyres globulaires).
- c) Les microgranites. Ce sont des roches dont la structure va du type granophyrique—microgrenu au type aplitique micrographique.

3.3.2. *Les éléments non volcaniques*

Le matériel d'origine non volcanique peut être subdivisé en trois groupes:

- a) Les roches plutoniques acides ou intermédiaires.
- b) Les roches sédimentaires.
- c) Les roches métamorphiques.

Ces roches se rencontrent également en tant que galets dans les conglomérats des GVI et seront décrites plus en détail dans le paragraphe 3.5.

- a) Les roches plutoniques acides ou intermédiaires.

Ces roches ont une composition granitoïde. Les minéraux constitutifs sont: le quartz, le plagioclase acide, les feldspaths potassiques et les micas. Une détermination exacte de ces roches est rendue impossible étant donné la dimension relativement petite de leurs débris qui montrent, la plupart du temps, trois ou quatre cristaux seulement. De ce fait nous englobons ici vraisemblablement aussi des débris de gneiss, qui ne montrent pas une texture orientée à l'échelle de tels fragments.

Nous avons distingué trois variétés de roches granitiques: selon qu'elles contiennent de la biotite, de la muscovite ou les deux micas. La biotite est fréquemment chloritisée. Le plagioclase acide est une albite—oligoclase séricitisée et

albitisée. Le feldspath potassique est souvent perthitisé ou albitisé; il renferme des inclusions de quartz en forme de gouttelettes et des paillettes de séricite rassemblées parfois en gerbes. On remarque encore de gros cristaux de microcline souvent isolés.

L'abondance des débris de quartz polycristallins, provenant de granites ou de filons de quartz, est typique des GVI. Biotite, muscovite, apatite, zircon et plus rarement tourmaline forment des inclusions dans les minéraux mentionnés ci-dessus. Les minéraux des roches granitiques ont subi des déformations mécaniques comme en témoignent leur extinction onduleuse et les stries de Böhm.

b) Les roches sédimentaires.

Dans les GVI, les fragments de roches sédimentaires sont d'une grande diversité. Aux roches d'origine locale s'ajoutent celles dont la provenance est incertaine ou inconnue.

Les roches d'origine locale sont les plus nombreuses (> 50%):

- calcaires fins sénoniens;
- calcaires biogènes urgoniens;
- grès calcaires à glauconie albiens;
- calcaires biogènes et biodétritiques priaboniens;
- marnes à foraminifères;
- marnes et schistes de la série marno-micacée;
- marnes micacées et grès du flysch ultrahelvétique;
- grès de Taveyane s.l.

Les roches d'origine inconnue ou incertaine sont les suivantes:

- calcaires dolomitiques (ils pourraient provenir des calcaires triasiques subbriançonnais signalés dans la klippe des Annes);
- calcaires fins;
- calcaires biogènes;
- calcaires gréseux;
- grès siliceux;
- schistes micacés et silicifiés;
- quartzites;
- radiolarites (sont fréquentes dans le domaine pennique);
- cherts; (les petits fragments de cherts correspondent sans doute souvent à des fragments de radiolarites sans radiolaires. Ces roches sont fréquentes dans les nappes de la Simme et de la Brèche. Parfois ces débris pourraient correspondre à des fragments de la matrice felsitique des porphyres quartzifères);

- cherts carbonatés; (le carbonate apparaît en plages xénomorphes ou en petits rhomboèdres idiomorphes. Les cherts carbonatés sont très rares et n'apparaissent que dans les grès les plus externes);
- spongolites; (les spongolites sont également extrêmement rares dans les GVI du synclinal de Thônes. Elles deviennent plus nombreuses dans les zones plus externes (grès de Matt-Gruontal, VUAGNAT, (1952) et GVI à Entrevernes); cette distribution est d'ailleurs aussi valable pour les fragments de cherts carbonatés).

c) Les roches métamorphiques.

Ces roches sont peu nombreuses. Nous avons observé de vrais gneiss (gneiss à biotite, gneiss à muscovite et gneiss à deux micas) et la série de transition des micaschistes aux quartzphyllites. Nous avons également relevé la présence de méta-quartzites à séricite, de quelques fragments de serpentinites chloritisées et de gabbros métamorphisés. Ces derniers contiennent exceptionnellement de l'actinote-trémolite, de la pumpellyite, de la lawsonite et du glaucophane (voir 3.4.3.).

Le ciment des GVI est formé d'une quantité non négligeable de fines particules de minéraux provenant de la destruction des roches énumérées ci-dessus. Cependant, dans la plupart des cas, le constituant principal du ciment est de la calcite.

3.4. GRAUWACKES DU FLYSCH A LENTILLES

Ce flysch renferme de nombreuses lentilles de toutes tailles et de natures variées: lentilles de grès et de grauwackes, de calcaires jurassiques supérieurs, de calcaires crétacés inférieurs et de calcaires sénoniens (CARON *et al.*, 1967).

Nous n'avons examiné ici que les lentilles de grauwackes à éléments volcaniques.

Les GI, GTI et/ou GTP ne sont pas fréquents dans cette série. Ces roches étant toujours fortement calcitisées, la distinction entre les GTI et les GTP s'avère souvent impossible.

Par contre les lentilles de GTT sont plus fréquentes et peuvent atteindre de grandes dimensions (2-5 m d'épaisseur). Ces grauwackes montrent parfois une tendance vers les GTP, étant donné leur teneur en éléments volcaniques, en fragments à structure intersertale et en fragments de chloritites.

Les degrés de calcitisation et d'albitisation des lentilles de GTT varient fortement. Sans qu'il y ait de relation entre ces deux caractères, cette remarque s'applique également aux galets de GI, GTI et GTT présents dans les conglomérats des GVI (3.5.1.).

Les plagioclases, par endroits souvent encore inaltérés (An 60), montrent le plus souvent tous les stades d'albitisation et de chloritisation. Les minéraux ferromagnésiens sont toujours complètement chloritisés. La question de savoir à quel moment a eu lieu l'albitisation sera discutée plus loin (3.4.3.D).

3.5. CONGLOMÉRATS DES GRÈS DU VAL D'ILLIEZ

Dans le synclinal de Thônes on trouve des conglomérats dans les GVI et les GUH. Nous n'examinerons que les conglomérats situés à la base des GVI qui revêtent un intérêt particulier du fait qu'ils contiennent des galets ophiolitiques. L'étude de ces conglomérats a fait l'objet des travaux de diplômés de CZEGLÉDY (1962), BANICZKY (1964) et HUTIN (1966). Ces travaux ont confirmé qu'il s'agit bien d'un niveau des GVI, tels que VUAGNAT (1943, 1952) les a définis.

Nous avons étudié en détail des conglomérats aux lieux dits « La Vacherie » et « les Lombardes » (localisation voir 1.4.). Ils possèdent la même composition qualitative et quantitative que les GVI (3.3.). Cependant la taille (2-15 cm) de leurs galets permet une étude microscopique plus révélatrice que celle des petits fragments (5 mm au maximum) renfermés dans les grauwackes. La plupart de ces galets sont bien arrondis, à l'exception de ceux de la série marnomicacée, des « marnes à foraminifères » et des galets andésitiques de type « aberrant » (3.2.1.).

Nous avons reconnu les mêmes types de roches sédimentaires que celles décrites dans les GVI de la Suisse (VUAGNAT, 1952). Les galets de roches granitiques, de gabbros et de diabases correspondent aux types de roches cristallines liées au flysch du col des Gets et décrites en détail par BERTRAND (1970). Nous pouvons ainsi nous limiter à donner seulement une description générale des galets des conglomérats des GVI puisque le lecteur pourra se rapporter aux études précitées. Par contre les galets andésitiques, rencontrés seulement dans les conglomérats des GVI, seront examinés plus en détail.

Etant donné la grande variété de leurs éléments, l'étude de ces conglomérats demande la collaboration de plusieurs spécialistes. Nous avons confié la détermination des galets sédimentaires au professeur J. CHAROLLAIS, de l'Université de Genève, et nous avons consulté le professeur A. STRECKEISEN, de l'Université de Berne, pour les galets de roches granitiques. Nous leur exprimons ici notre profonde gratitude.

3.5.1. *Les roches sédimentaires*

Les galets sédimentaires d'origine locale sont naturellement les éléments les plus fréquents (> 50%) et les plus grossiers (15 cm de \varnothing max.). Parmi eux, prédominent les galets de calcaires du Crétacé moyen et supérieur et de calcaires priabonien à petites nummulites. Egalement bien représentés sont les schistes de la série marno-micacée, les marnes de la série des « marnes à foraminifères » et des grès fins micacés. Ces derniers proviennent, au moins pour une grande partie, du domaine ultrahelvétique.

Les « galets » de grauwackes à éléments volcaniques sont extrêmement rares dans les GVI. D'autre part il ne s'agit pas de galets au sens strict du mot mais plutôt de fragments irréguliers. Au cours de nos recherches nous n'avons en effet trouvé

que deux exemplaires de tels « galets » formés de GTT et de GTI. Par contre des galets de GI, fortement calcitisés, s'observent occasionnellement.

Les « galets » de GTT, GTI et GI sont souvent très calcitisés et contiennent soit des plagioclases complètement albitisés (An 0-5) soit des plagioclases (An 60-65) à peine affectés par la calcitisation.

Il n'y a pas de relation entre l'intensité de la calcitisation et le degré d'albitisation. Un galet fortement calcitisé peut renfermer des plagioclases complètement transformés en albite, chlorite et séricite. Les minéraux ferro-magnésiens sont toujours chloritisés.

On peut supposer que la calcitisation des galets complètement albitisés s'est produite dans les GVI qui, eux, ont un ciment calcique. Quant à l'albitisation des plagioclases elle s'est produite soit dans les GVI, ou les GT, soit dans un stade encore plus précoce. Cette question sera discutée au cours de la description des galets « d'andésites » (3.5.3.).

L'extrême rareté des galets de GI, GTI et GTT et leurs formes irrégulières excluent que ces grauwackes aient déjà été atteints par une érosion généralisée. Il s'agit plutôt de matériel arraché aux bombements sous-marins par les turbidites. L'existence de tels bombements (par ex. l'anticlinal du Mont Durand) est prouvée par la présence de blocs gigantesques de calcaire (1000 m³) emballés dans la série marno-micacée et par les variations d'épaisseur de cette série.

La distinction entre galets de GT et galets de GI ou même galets des GUH est impossible sur le terrain. Les galets des GI et GUH, intensément altérés, montrent de ce fait la couleurs d'altération météorique habituelle des GTT (brun foncé à gris foncé).

D'autres galets de roches sédimentaires (calcaires dolomitiques, calcaires micritiques, grès, cherts et radiolarites, etc..., voir 3.3.2.), provenant de domaines paléogéographique plus internes, ne peuvent pas encore être identifiés du fait de la rareté des microfossiles qu'ils contiennent (CHAROLIAIS, communication orale).

3.5.2. *Les roches cristallines acides*

Les granites alcalins et les porphyres quartzifères qui seront décrits dans ce chapitre ressemblent beaucoup aux roches correspondantes du flysch des Gets décrites en détail par BERTRAND (1970).

Les granites alcalins du Chablais, des Préalpes romandes et du complexe des « argille scagliose » des Apennins, toujours datés du cycle hercynien (voir BERTRAND, 1970), sont toujours accompagnés d'ophiolites. Ces roches, arrivées avec une nappe supérieure à la nappe de la Brèche (selon CARON et WEIDMANN (1967) la nappe de la Simme ou une nappe austroalpine-ligure), ont alimenté, depuis l'Oligocène inférieur, le bassin de sédimentation du flysch nordhelvétique.

La composition minéralogique des galets cristallins acides est monotone. Parmi 40 échantillons étudiés nous avons observé 34 galets granitiques, 3 galets de porphyres quartzifères et 3 galets de gneiss.

3.5.2.A Granites

Le groupe des 34 galets granitiques est composé de: 19 galets de granites s.s., 7 galets d'arkoses granitiques, 2 galets de granites aplitiques et 6 galets de mylonites granitiques.

Ces galets semblent tous provenir de la même province pétrographique, leur composition minéralogique étant très semblable. De plus ils montrent tous les mêmes phénomènes de métasomatose albitique.

On peut distinguer deux types extrêmes entre lesquels existent toutes les transitions:

- granite à orthose (ce minéral est parfois transformé en microcline);
- granite à microperthite et albite.

Ces granites alcalins contiennent toujours moins de 5% de minéraux mélano-crates et sont ainsi des leucogranites.

DESCRIPTION

A l'œil nu :

Les galets de roches granitiques sont blanchâtres à gris, plus rarement verdâtres (lorsqu'ils sont tectonisés) et roses (lorsqu'ils sont riches en orthose). Leur taille varie entre 1 à 8 cm de \varnothing . Les granites et les arkoses sont à grain moyen, les aplites et mylonites à grain fin.

Sous le microscope :

Minéraux principaux

Quartz:

Ce minéral est souvent recristallisé; certains grains montrent une extinction onduleuse.

Orthose:

Le feldspath potassique est presque toujours perthitisé (microperthite) et/ou albitisé. Dans bien des cas on remarque également une transformation en microcline. L'albitisation complète de l'orthose donne parfois au minéral l'aspect d'un échiquier étiré.

Cet habitus a déjà été remarqué dans les pointements de granites associés aux ophiolites du Chablais et des Préalpes romandes (JAFTE 1955, SALIMI 1965, BERTRAND 1970).

Albite:

Le plagioclase primitif de la roche est une albite. Il est souvent fortement séricité et parfois entouré d'un bord limpide (albite secondaire) sans inclusion. L'albitisation secondaire, souvent prononcée, pourrait, d'après BERTRAND (1970) être liée à l'épanchement des ophiolites.

Biotite:

La biotite est quasi totalement transformée soit en un mélange de chlorite, sphène, oxydes de fer et autres minéraux secondaires, soit en une association de chlorite et d'un mica blanc (vermiculite?).

Minéraux accessoires

Ce sont: l'apatite, le zircon, le sphène et les minéraux opaques qui sont toujours présents. Des grains d'épidote sont peu fréquents. Très rarement, nous avons observé du grenat partiellement transformé en biotite, chlorite, muscovite et épidote, qui provient probablement d'un paléosome presque complètement digéré par le granite.

Stilpnomélane:

Le stilpnomélane a été reconnu dans plusieurs galets de granite, aplites et mylonites. C'est à partir d'une matière jaune, libérée par l'altération de la biotite et qui a migré dans de fines cassures entre les grains de la roche, que se forme le stilpnomélane. De teinte brune, ce minéral montre un pléochroïsme distinct avec un n_z brun-noirâtre et n_x jaune doré. Des blocs de granites à stilpnomélane ont été décrits dans le flysch des Gets (BERTRAND, 1970).

Amphibole bleue:

En association avec le stilpnomélane, nous avons observé une amphibole bleue en voie de formation. Une détermination exacte de ce minéral est impossible étant donné la petitesse des grains.

3.5.2.B Porphyres quartzifères

Cet équivalent volcanique des granites présente la même composition que les granites alcalins décrits plus haut. Une pâte microcristalline, riche en albite, englobe des phénocristaux de quartz corrodé, d'albite séricité et d'orthose perthitisée et albitisée. De rares lamelles de biotite sont actuellement transformées en un mélange de chlorite, épidote, quartz, zircon et oxydes de fer et titane.

3.5.2.C Gneiss

Les galets de gneiss sont extrêmement rares et toujours de petite taille; nous en avons observé trois, à savoir:

- Un gneiss à biotite, avec orthose perthitisée et albitisée et plagioclase séricitisé.
- Un gneiss à deux micas et à grenat.
- Un gneiss mylonitisé.

Dans ces trois roches les biotites tendent à être transformées en chlorite, micas blancs et oxydes de titane. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et des minéraux opaques.

3 5.3. *Les roches cristallines intermédiaires et basiques*

Les conglomérats étudiés renferment de 10 à 15% de galets ophiolitiques. Parmi 45 galets de « roches vertes », d'une taille variant entre 1 à 15 cm de \varnothing , nous avons distingué les roches suivantes (les pourcentages indiqués le sont par rapport au nombre total de galets étudiés dans les GVI):

- A. 1 ophicalcite (0,3%)
- B. 7 gabbros (2,1%)
- D. 12 andésites (3,5%) dont 1 à structure intersertale porphyrique, 8 à structure pilotaxique grossière et 3 à structure pilotaxique fine.
- C. 22 diabases (6,4%) dont 4 à structure fibroradiée variolitique, 7 à structure arborescente, 7 à structure intersertale divergente, 4 à structure intersertale.
- D. 3 dacites et rhyolites (0,9%) dont 2 à structure hiéroglyphique et 1 à structure granophyrique.

La proportion des roches andésitiques est relativement faible dans les conglomérats, comparée à celle rencontrée dans les GVI immédiatement sus-jacents qui contiennent en effet 2% de fragments diabasiques contre 9% de fragments andésitiques; de plus les GVI renferment encore 1% de « plagioclasite » (plagioclases altérés provenant de gabbros) et 0,3% de serpentinite.

Les deux phénomènes suivants peuvent expliquer une telle différence:

— Les andésites, composées essentiellement de phénocristaux et de microlites de plagioclases nageant dans une matrice vitreuse, étaient beaucoup moins résistantes à l'usure lors de leur transport que les diabases. Ces dernières se trouvent ainsi en plus grande concentration relative dans les termes plus grossiers des GVI.

— Les éléments andésitiques, et tout spécialement les « galets andésitiques aberrants » (3.5.3.D), sont pour la même raison également moins résistants à l'altération atmosphérique actuelle et récente. De ce fait, il s'est avéré extrêmement difficile de récolter des échantillons de ce type de roche puis d'en confectionner des lames minces.

L'absence quasi totale de galets de serpentinites dans les conglomérats (pourtant observés dans les grauwackes des GVI) s'explique par la moindre résistance de ces roches. Seul un galet d'un gabbro serpentinisé a été signalé dans un niveau conglomératique près de la Clusaz (BANICZKY, 1964).

L'étude microscopique des gabbros et de l'ophicalcite récoltés est rendue difficile et peu concluante à cause du degré d'altération avancé de ces roches. La plupart des galets appelés gabbros ne représente, en fait, que la partie leucocrate d'anciens niveaux pegmatitiques gabbroïdes.

3.5.3.A Ophicalcite

DESCRIPTION

A l'œil nu :

Sur un fond noir et gris-foncé chloriteux, ce galet présente de nombreuses taches et veinules de calcite anastomosées.

Sous le microscope :

Minéraux principaux

Calcite:

Ce minéral se développe en veines et en plages de formes irrégulières et constitue plus de 50% de la roche.

Chlorite:

Une chlorite vert clair tend à être remplacée par la calcite. Un fantôme de pyroxène chloritisé et calcitisé, mais encore reconnaissable, a été observé. Parfois on devine, dans des plages chloritiques, une ancienne structure rubanée de serpentinite.

Minéraux accessoires

Magnétite et picotite sont les seuls minéraux accessoires.

3.5.3.B Gabbros

Nous avons reconnu, dans les gabbros des GVI, des minéraux de métamorphisme tels que lawsonite, pumpellyite, épidote, stilpnomélane, amphibole bleue, talc et

actinote-trémolite. L'importance de la découverte de ces minéraux sera discutée plus loin. Pour l'instant retenons néanmoins la ressemblance frappante des gabbros des GVI avec ceux du flysch du col des Gets. Ceci étaye la supposition que les galets de gabbros doivent provenir d'une unité correspondant, quant à sa position tectonique et ses composants pétrographiques, à celle dont proviennent les ophiolites des Gets. Nous avons déjà eu recours à cette hypothèse pour expliquer l'origine des granites alcalins mentionnés ci-dessus.

DESCRIPTION

A l'œil nu :

On distingue de grands cristaux de feldspath de couleur pâle (blanc jaunâtre à blanc verdâtre) entourés d'une masse chloritique vert foncé à vert noirâtre.

Sous le microscope :

Minéraux principaux

Plagioclase:

Ce minéral forme de grandes plages idiomorphes qui témoignent souvent de déformations mécaniques (extinction floue, macles de l'albite courbée, fracturation, écrasement). Le degré d'altération est intense. La plupart du temps le plagioclase est criblé d'inclusions de chlorite, de lawsonite, de séricite (phen-gite?), d'épidote et, occasionnellement, de pumpellyite et d'actinote-trémolite. De ce fait la détermination optique devient difficile et doit être complétée par une analyse diffractométrique. Parmi les sept galets de gabbro examinés nous avons rencontré six galets dont le feldspath correspondait à une albite (An 0-5) et un galet dans lequel ce minéral était une andésite (An 30-40).

Les gabbros du flysch du col des Gets renferment également de l'albite et des plagioclases plus basiques (jusqu'à An 30-40). BERTRAND (1970) a déduit, de ce fait, que les plagioclases des gabbros étaient à l'origine relativement basiques et que, postérieurement à leur intrusion, ces roches avaient subi une albitisation.

Pyroxène et hornblende:

Les minéraux ferromagnésiens originels, probablement un pyroxène et une hornblende, sont presque totalement transformés en chlorite et autres minéraux secondaires. Nous n'avons reconnu qu'une seule petite relique d'augite. Le centre des sections de minéraux ferro-magnésiens chloritisés est parfois occupé par des lamelles de talc ou des plages de carbonate. Les autres minéraux se développant dans ces plages chloritiques sont le sphène accompagnés de produits de la leucoxénisation, l'ilménite et d'autres minéraux opaques et, très rarement, l'actinote-trémolite.

Chlorites:

La chlorite apparaît surtout comme produit d'altération des minéraux ferromagnésiens mais également en fines écailles dans le plagioclase et, nettement plus tardive, dans des fissures. On peut distinguer trois variétés de chlorites en suivant la classification d'ALBEE (dans TROGER, 1969):

a) Dans les plagioclases et les fissures:

- Une chlorite positive, incolore à légèrement jaunâtre, avec couleur de dispersion gris verdâtre, rarement brunâtre et une biréfringence de 0,004. Il s'agit d'une « Mg-Fe chlorite ».
- Une chlorite négative, jaune verdâtre, avec couleur de dispersion bleue à gris bleue, rarement brune, une biréfringence de 0,004 et une réfringence légèrement plus élevée que celle de la chlorite positive. Il s'agit aussi d'une « Mg-Fe chlorite ».

b) En pseudomorphoses des pyroxènes:

- Parfois une chlorite comme celle décrite sous a) — parfois une chlorite négative, pléochroïque (n_x jaunâtre, n_z vert) avec couleur de dispersion bleue anormale à violette et une biréfringence de 0,005. Il s'agit dans ce dernier cas d'une « Fe-Mg chlorite ».

Minéraux accessoires

Apatite:

Comme d'habitude dans ces roches, ce minéral se présente en petits prismes.

Zircon:

Ce minéral est tout à fait accessoire. Il montre des sections quadratiques et rectangulaires.

Ilménite et magnétite:

Ces deux espèces se présentent généralement en petits grains concentrés à proximité des plages ou dans les plages de pyroxène et de hornblende chloritisés. Le développement d'assez grands cristaux squelettiques d'ilménite altérée ne s'observe que rarement. Ce minéral se transforme souvent en sphène et en oxydes de titane (leucoxène).

Sphène et « leucoxène »:

Ces minéraux sont toujours présents. En petits grains, rarement en grains plus grossiers, ils se développent lors de la chloritisation des minéraux ferro-

magnésiens et de l'altération des ilménites. De fines poussières leucoxéniques s'observent également dans le plagioclase.

Séricite:

De très fines paillettes séricitiques (phengite?) se forment parfois dans le plagioclase.

Calcite:

Le carbonate est très accessoire. Il cristallise parfois en grandes plages dans les fantômes de pyroxène et de hornblende, parfois il apparaît en développements diffus dans le plagioclase, parfois, enfin, il est le dernier minéral à avoir cristallisé. Ce minéral peut être accompagné d'épidote.

Epidote:

Ce silicate apparaît soit en rares petits grains dans le plagioclase, soit en plages plus importantes dans des veines, certaines nettement secondaires. Il s'agit des variétés pistacite et clinozoïsite, très souvent associées.

Talc:

Ce minéral apparaît souvent dans les plages des minéraux ferromagnésiens chloritisés. Il forme des écailles allongées, parfois enchevêtrées avec des écailles de chlorite, parfois en agrégats plus compacts.

Lawsonite:

La lawsonite se présente en très petits prismes mal définis, parfois trapus ou, plus rarement, en agrégats fibroradiés. L'abondance de ce minéral est extrêmement variable. Il se développe dans le plagioclase et dans de fines cassures. Les cristaux de lawsonite sont incolores à beige jaunâtre et ne sont que rarement maclés. La détermination optique a été confirmée par des analyses röntgenographiques.

Minéraux accidentels

Pumpellyite:

La pumpellyite n'a été déterminée avec certitude que dans deux échantillons. Elle forme de petits grains et prismes légèrement pléochroïques (incolores à vert jaunâtre). Ce minéral est soit disséminé dans le plagioclase, soit concentré dans les fissures des parties écrasées de la roche. La détermination optique a été confirmée par une analyse röntgenographique. La présence de la pumpellyite est également possible dans d'autres galets de métagabbro.

Actinote-trémolite:

Des minéraux de cette série s'observent occasionnellement dans les plages de chlorite et de plagioclase. Il s'agit de cristaux acidulaires, soit incolores, soit légèrement pléochroïques (incolores à jaunâtre et verdâtre).

Stilpnomélane:

De minuscules paillettes montrant un pléochroïsme intense (n_z brun noirâtre, n_x jaune doré) ont été attribuées au stilpnomélane. Elles se développent à partir d'une substance amorphe jaune, riche en oxydes de fer, disposée le long de fines cassures tardives.

Quartz:

Ce minéral apparaît très rarement en taches irrégulières dans les plages chloritiques.

Minéraux de fissure

Les fissures ont été remplies par les minéraux suivants: lawsonite, chlorite, chlorite + albite, chlorite + pistacite et albite + quartz.

3.5.3.C Diabases

Tous les types de diabases du flysch du col des Gets décrits en détail par BERTRAND (1970) se retrouvent avec la même composition minéralogique, les mêmes structures et les mêmes formes de transformations secondaires dans les conglomérats des GVI de notre région. Ainsi nous retrouvons surtout des galets de lave en coussins (pillow lava) avec les structures intersertales, intersertales divergentes, arborescentes, fibroradiées et variolitiques. Comme pour les galets des granites alcalins et les galets des gabbros, nous en déduisons donc qu'ils doivent provenir d'un élément équivalent, du point de vue tectonique et pétrographique, à celui ayant alimenté le flysch du col des Gets en de telles roches.

DESCRIPTION*A l'œil nu:*

Seule la structure variolitique et la présence d'amygdales (8 mm de \varnothing max.) sont reconnaissables à l'œil nu. La couleur des galets est grise ou vert olive, lorsque la roche est fraîche et, lorsqu'elle est altérée, jaunâtre ou rougeâtre (présence d'hématite). La taille des galets se situe entre 2 et 5 cm et atteint, exceptionnellement, 15 cm. Des veines blanches, remplies principalement de calcite, et rouges, riches en hématite, sont fréquentes.

Sous le microscope :

Minéraux principaux

Plagioclases:

Ils apparaissent complètement transformés en albite (An 0-10); seuls quelques galets montrant encore des reliques de plagioclases plus basiques (An 55) témoignent de la composition originelle de ces roches. Les plagioclases albitisés sont également fortement chloritisés. Le développement de paillettes de micas blancs (phengite?) et de plages de calcite est en général moins important.

Chlorite:

Ce phyllosilicate remplace la matrice primitivement vitreuse et les cristaux d'augite et de hornblende. De rares sections rhombiques sont remplies d'une chlorite à structure maillée associée à un peu de quartz; il pourrait s'agir de pseudomorphoses de cristaux d'olivine.

Minéraux accessoires

Apatite:

Ce minéral apparaît en petites baguettes.

Minéraux opaques:

Les minéraux opaques sont surtout représentés par la magnétite et l'ilménite, cette dernière étant toujours transformée en oxydes de fer et de titane.

Sphène:

Ce minéral se développe abondamment, sous forme de petits granules, dans la matrice chloritique et dans les anciens minéraux ferro-magnésiens chloritisés.

Epidote — zoïsite:

Apparaît également en petits grains mais cette espèce minérale est plutôt rare.

Calcite:

Ce carbonate s'observe parfois en plages diffuses dans tous les minéraux mais plus spécialement dans les anciens cristaux de hornblende.

Quartz:

Ce minéral se développe en petits nids remplaçant la chlorite de la matrice.

Minéraux accidentels

La *pumpellyite*, l'*épidote*, l'*actinote-trémolite* et la *biotite* ont été observés occasionnellement. Ces minéraux, indiquant un degré de métamorphisme plus intense, se forment de préférence au bord des veines de quartz. Nous donnons ci-dessous une description sommaire de ces échantillons :

- Diabase variolitique, bréchifiée, silicifiée et calcitisée avec de l'*épidote* et de la *pumpellyite*.
- Diabase intersertale divergente avec de la *pumpellyite*, des veines de calcite et de quartz avec *pumpellyite* associée.
- Diabase arborescente avec veines remplies d'albite, de chlorite, d'*épidote*, de quartz et de calcite.
- Diabase fibroradiée avec de la *pumpellyite*, des veines de *pumpellyite*, d'albite et de chlorite accompagnées de longues aiguilles fines d'un minéral incolore (probablement *actinote-trémolite*).
- Diabases intertales porphyriques (deux galets); ces roches contiennent de fines aiguilles d'*actinote-trémolite* et des paillettes isolées montrant les contours irréguliers d'un phyllosilicate. Ce dernier minéral est nettement pléochroïque avec n_z brun verdâtre à brun foncé et n_x jaune brunâtre à jaune verdâtre. Son allongement est positif, l'extinction est droite et la biréfringence vaut au minimum 0,018. La forme et le pléochroïsme ne correspondent pas au *stilpnomélane* et la biréfringence est trop élevée pour une *leptochlorite*. Nous pensons qu'il s'agit d'une *biotite* brune. SEKI *et al.* (1969) et FREY *et al.* (1973) ont observé un recoupement entre zone à *pumpellyite* et zone à *biotite*.

Dans quelques galets on peut observer du *stilpnomélane in statu nascendi*. Ce minéral se forme à partir d'une matière amorphe jaune brunâtre riche en oxydes de fer.

Minéraux de fissure

La *calcite*, l'*albite*, la *chlorite* et le *quartz* remplissent les veines et les amygdales des diabases. Le quartz se développe également en petits nids remplaçant la *chlorite* de la matrice. Plus rarement, on trouve des veines avec soit *pumpellyite*, *épidote*, quartz, calcite, soit albite, chlorite, *épidote*, quartz, calcite, \pm *actinote-trémolite*.

L'ordre de cristallisation des principaux minéraux secondaires est le suivant :

Dans les amygdales: 1 albite	Dans les veines: 1 albite
2 chlorite	2 chlorite
	3 quartz
3 calcite	4 calcite
4 oxydes de fer	5 oxydes de fer

3.5.3.D Andésites

Il s'agit plus exactement de roches à structure andésitique. Ce groupe inclut aussi la structure vitrophyrique qui, elle, est également répandue dans les basaltes. En effet « la teneur en minéraux ferromagnésiens inférieure à 40 % et la basicité des plagioclases presque toujours supérieure à 50 % d'An indique qu'il s'agit souvent d'andésites basaltiques ou de leucobasaltes » (MARTINI, 1968). L'étude pétrochimique confirmera cette observation. Néanmoins, pour simplifier, nous continuerons à parler d'andésites.

Deux types de galets andésitiques sont présents dans les GVI: le « galet normal » et le « galet aberrant » selon la nomenclature employée par MARTINI (1968). Ce dernier type de galet est identique aux galets « aberrants » décrits dans les GT (3.2.1.). Il s'agit d'une andésite à hornblende et à pyroxène, dans laquelle les cristaux de hornblende prédominent. La structure est vitrophyrique et hyalopilitique. L'albitisation des plagioclases est partielle. Ces roches présentent, dans les GVI, un stade d'altération si avancé qu'elle se désagrègent souvent lors de l'échantillonnage.

Quant aux galets « normaux » leur monotonie de type pétrographique nous surprend à nouveau. En effet il s'agit exclusivement d'andésite s.l. à pyroxène (probablement une augite) prédominante et à hornblende. La structure est pilotaxique grossière se rapprochant parfois d'une structure intersertale porphyrique. Seuls les galets andésitiques « normaux » seront décrits ici; pour les galets « aberrants », le lecteur se reportera au paragraphe 3.2.1.

DESCRIPTION

A l'œil nu :

Les galets andésitiques « normaux » sont bien arrondis et leur taille varie entre 2 et 10 cm; exceptionnellement, elle atteint 20 cm. De couleur gris moyen à l'état frais, ils passent au vert olive par altération.

Sous le microscope :

Minéraux principaux

Plagioclase:

Les phénocristaux de plagioclase originel ont été albitisés à divers degrés. Cette albitisation varie dans un même galet. En effet à côté des cristaux bien zonés et apparemment inaltérés on trouve des individus fortement albitisés et chloritisés. Dans la majorité des cas, l'albitisation et la chloritisation commencent dans le cœur plus basique des plagioclases.

Plus rarement, c'est le bord, ou une zone intermédiaire, qui est d'abord atteint par cette transformation. Les microlites sont déjà à l'origine plus acides (oli-

goclase-andésine, An 20-40). Les macles de l'albite, de Carlsbad, de la péricline ainsi que d'autres macles plus complexes sont bien développées.

La chloritisation suit les clivages et les traces des plans de macles. Des inclusions de verre volcanique sont également transformées en chlorite. La calcite se développe en petites plages à contours diffus et en petites paillettes. La formation d'un minéral micacé (phengite?) est moins fréquente ainsi que celle de petites plages de quartz secondaire.

Notons encore les inclusions de minéraux opaques et les fins granules de sphène secondaire.

Pyroxène:

Ce minéral apparaît complètement chloritisé. Seuls ses contours permettent de le distinguer de la hornblende. Les plages chloritisées contiennent de petits prismes d'apatite et de fins granules d'oxydes de titane (leucoxène) et de fer. Un carbonate (Ca-Mg-Fe) se forme de préférence au centre des fantômes de pyroxène. Des inclusions de petits cristaux de plagioclases sont rares.

Hornblende:

Cette amphibole est transformée en un mélange de calcite, chlorite, quartz, oxydes de titane et de fer. Il est possible de la distinguer des cristaux de pyroxène par des reliques pléochroïques brunes, par sa section prismatique caractéristique, par un liséré de minéraux opaques soulignant ses contours. Le carbonate (Ca-Mg-Fe) apparaît de préférence à l'intérieur des fantômes; il s'est développé après la chlorite. Comme dans les fantômes de pyroxène on observe des inclusions d'apatite et d'oxydes de titane et de fer.

Chlorites:

Ces minéraux forment des agrégats microgrenus dans la matrice et d'apparence fibreuse dans les fantômes de minéraux ferro-magnésiens. L'altération atmosphérique les transforme en lepto-chlorites.

Chlorite de la matrice:

La couleur varie d'incolore à jaune pâle ou de vert pâle et vert jaunâtre au jaune verdâtre. Il s'agit d'une variété optiquement positive; la biréfringence monte jusqu'à 0,005 avec des couleurs de dispersion normales. Au contact des oxydes de fer, la chlorite devient jaune vif ou brun clair.

Chlorite remplaçant pyroxène et hornblende:

La couleur de cette chlorite est en général plus vive, jaune clair ou vert clair. Il s'agit d'une variété optiquement négative dont la biréfringence est comprise entre 0,005 et 0,008. C'est surtout dans ces cristaux que se développent des

écailles d'un minéral peu pléochroïque (n_z : vert clair; n_x : jaune) avec une biréfringence de 0,015 et un allongement positif. Ce minéral se développe perpendiculairement soit au bord des fissures fines soit au bord des plages chloritiques. Il s'agit de la *corrensité*, détermination confirmée par des analyses aux rayons X.

Minéraux accessoires

Apatite:

Elle se présente en petits cristaux prismatiques, plus rarement en petites baguettes, abondants dans les plagioclases, la matrice chloriteuse et surtout dans les fantômes des minéraux ferro-magnésiens chloritisés.

Ilménite:

Les nombreux cristaux d'ilménite sont transformés en agrégats squelettiques composés de sphène, de rutilé sagénitique et autres oxydes de titane et de fer. Les interstices sont remplis de calcite et de chlorite. Macroscopiquement ces agrégats ressortent comme de petites taches blanchâtres étant donné l'indice de réfraction élevé de ces minéraux.

Magnétite:

Parfois abondante, la magnétite se présente en petits cubes ou octaèdres; elle est souvent remplacée par d'autres oxydes de fer.

Calcite:

Peu fréquent, ce carbonate se développe en plages diffuses ou en petits grains dans la matrice ainsi que dans les plagioclases, dans les fantômes de minéraux ferro-magnésiens chloritisés et dans les veines.

Minéraux accidentels

Séricite (phengite?):

Ce minéral phylliteux s'observe parfois en petites paillettes dans les plagioclases.

Quartz:

Peu fréquent, le quartz apparaît en petites plages irrégulières dans la matrice ainsi que dans les minéraux ferro-magnésiens chloritisés.

Stilpnomélane:

Nous avons observé de petites fibres ou écailles d'un minéral pléochroïque (n_z : vert vif, n_x : incolore à jaune) à extinction droite, allongement positif et biréfringence de 0,018. Ces cristaux se développent perpendiculairement aux

cassures des plagioclases, autour des granules d'oxydes de fer, sur les bords ainsi que le long des cassures des plages chloritiques. Il pourrait s'agir ici de stilpnomélane vert (ferrostilpnomélane) ou de petites développements de corrensite.

Sans analyse aux rayons X, il est malaisé de distinguer ces deux minéraux lorsqu'ils sont très fins.

Minéraux de fissures

Trois types de veines ont été reconnus. Suivant leur ordre de formation :

1. veines remplies d'une chlorite ;
2. veines remplies de calcite ;
3. veines remplies d'une matière amorphe jaune riche en fer.

Deux galets d'andésites se sont révélés très riches en veines et amygdales remplies de quartz, albite, chlorite et calcite.

3.5.3.E **Dacites et Rhyolites**

Trois galets à structures « andésitiques » (faciès andésitique, VUAGNAT, 1952) se sont révélés contenir du quartz, soit dans la matrice seule, soit dans la matrice et dans les phénocristaux. Des fragments de roches de ce type existent également dans les GT, mais leur détermination exacte n'est guère possible à cause de la petite taille des fragments.

Dans le conglomérat, nous avons déterminé ces roches comme rhyolites et dacites (voir 9.1.).

DESCRIPTION

A l'œil nu :

Deux de ces galets, d'une taille comprise entre 3 et 4 cm, sont verdâtres à l'état frais et jaunâtres à l'état altéré; le troisième galet, rouge, a 4 cm de diamètre.

Sous le microscope :

a) Galet rouge à phénocristaux de quartz.

Les phénocristaux de *quartz* à formes corrodées, de *plagioclase* et de *biotite* nagent dans une matrice felsitique fine à granophyrique. Cette matrice se compose de quartz, de plagioclase, d'apatite, de sphène et de chlorite. De fines poussières d'hématite donnent à la roche sa couleur rouge. Le plagioclase, albitisé, séricitisé et chloritisé, prédomine largement. Des reliques d'andésine (An 35) indiquent une composition originelle plus basique. La biotite est trans-

formée en un mélange de chlorite, épidote, clinozoïsite et oxydes de titane. Nous avons appelé cette roche une *phanéro-dacite* suivant en cela la proposition de STRECKEISEN (1964).

b) Galets verts sans phénocristaux de quartz.

Les phénocristaux sont constitués de plagioclases et de biotite chloritisée; on relève aussi des fantômes squelettiques d'ilménite. Ces divers cristaux sont englobés dans une matrice à structure hiéroglyphique à granophyrique composée de plagioclase, d'orthose, de quartz et, comme minéraux accessoires, d'apatite, de chlorite et de sphène. Les phénocristaux de plagioclase, prédominants, sont albitisés et fortement séricitisés. Des reliques de plagioclase plus basique (An 45) existent. Calcite, épidote-clinozoïsite et chlorite se développent dans le plagioclase et dans la matrice.

Les minéraux de fissures sont le quartz, l'épidote, la chlorite et la calcite. L'analyse chimique d'un de ces galets a révélé une teneur en SiO₂ de 68%. Une teneur aussi élevée place cette roche dans le groupe des *rhyolites*; la teneur en K₂O est de 3,5%. Cela nous amène à supposer qu'il pourrait y avoir eu évolution des andésites vers les dacites et les rhyolites.

3.6. RÉSULTATS DE L'ÉTUDE DES GRÈS ET DES CONGLOMÉRATS DU VAL D'ILLIEZ

RÉSUMÉ ET DISCUSSION

a) Roches sédimentaires.

Parmi les roches sédimentaires inventoriées il y en a d'origine locale et d'autres d'origine plus interne par rapport à l'arc alpin (3.4.1.). Ces dernières peuvent indiquer quel étage de l'édifice alpin était atteint par l'érosion à la limite Eocène-Oligocène; elles nous renseignent aussi sur les provenances possibles des roches ophiolitiques du flysch nordhelvétique.

VUAGNAT (1943, 1952) avait remarqué dans les GVI la présence de certains galets de roches typiques du domaine pennique et plus exactement de la nappe de la Simme (où l'on rencontre aussi ces termes sédimentaires associés à des diabases). D'après notre étude pétrographique des GVI, nous pensons qu'une grande partie de ses éléments proviennent en effet de l'érosion de cette nappe.

Selon les auteurs, la nappe des Gets représente soit la partie supérieure d'une nappe de Simme s.l., soit une nappe indépendante, plus élevée et encore plus interne (ELTER, STURANI et WEIDMANN, 1966). Du fait que ces auteurs ont démontré une ressemblance entre la nappe de la Simme s.l. et les flyschs du domaine ligure, eux aussi riches en olistolites ophiolitiques, il nous semble très probable que les diabases du flysch nordhelvétique proviennent d'un domaine supra-pennique ou ligure.

b) Granites alcalins et porphyres quartzifères.

Les feldspaths de ces roches sont tous albitisés et le minéral ferromagnésien, une biotite, est chloritisé. Une telle **métasomatose sodique** accompagnée d'une **chloritisation** s'observe également dans les ophiolites associées et l'on parle alors d'une spilitisation.

Des roches granitiques analogues à celles que nous avons observées sont décrites dans les Préalpes romandes et du Chablais et dans les flyschs ligures (complexe des « argille scagliose »). Les datations radiométriques effectuées sur ces granites alcalins ont toujours donné un âge hercynien.

Dans les GVI, les galets granitiques montrent un développement de **stilpnomélane** et d'une **amphibole bleue**. Au col des Gets, la présence de stilpnomélane a été signalée par BERTRAND (1970).

c) Gabbros et diabases.

Les gabbros et diabases des GVI présentent mêmes compositions minéralogiques et mêmes structures que les roches analogues du col des Gets. Comme dans ces dernières, l'**albitisation** et la **chloritisation** sont intenses. En effet, les reliques de pyroxène et de hornblende de même que celles de plagioclases originels (An 30-40 et An 55-60) sont rares.

Nous avons reconnu, dans ces roches des GVI, les minéraux de métamorphisme (alpinotypes) suivants: **stilpnomélane**, **amphibole bleue**, **pumpellyite**, **épidote**, **actinote-trémolite**, **lawsonite** et **talc**. Ces minéraux n'apparaissent qu'exceptionnellement dans les GT.

d) Andésites.

Les galets et les fragments d'« andésites » (roches à structure andésitique) n'apparaissent que dans les GT et les GVI, quoique BERTRAND (1970) décrive au col des Gets quelques rares types de diabases dont les structures intersertales porphyriques à tendance trachytiques se rapprochent beaucoup de structures andésitiques. Pourtant, au col des Gets, il n'y a pas de vraies « andésites » à structures hyalopilitiques ou pilotaxiques par exemple.

Les « andésites » sont plus fraîches d'aspect que les diabases. En effet, l'albitisation des plagioclases y est en général beaucoup moins avancée que dans ces dernières. Les reliques de plagioclases originels (An 50-60) sont plus fréquentes. Par contre, les minéraux ferro-magnésiens sont aussi complètement transformés en chlorite et/ou **corrensite**. Le développement possible de stilpnomélane dans quelques rares galets andésitiques à structure pilotaxique grossière pose un problème: en effet de tels galets se rattachent peut-être aux diabases comme le suggère leur structure.

e) Dacites et rhyolites.

Nous avons observé quelques galets de roches volcaniques acides. Ces roches contiennent peu ou pas de phénocristaux de quartz. Par contre, elles sont riches en phénocristaux de plagioclases albitisé. Des reliques de plagioclases intermédiaires (An 45) et de grands fantômes squelettiques d'ilménite indiquent une parenté avec les andésites.

Relation entre diabases et andésites.

Le problème de la relation entre diabases et andésites constitue un des points très importants de notre travail :

- les diabases et les andésites sont-elles les produits de la même manifestation volcanique et appartiennent-elles à la même unité tectonique (nappe des Gets ou « nappe des ophiolites ») ?
- les diabases et les andésites ont-elles des origines différentes ?

Les résultats de l'étude pétrographique de ces roches nous ont livré les arguments suivants en faveur de chacune de ces hypothèses :

Origine commune

1) L'étroite association des fragments andésitiques et diabasiques dans le flysch nordhelvétique milite pour une origine commune. Cependant cette association pourrait également être expliquée par un apport venant de deux sources différentes.

2) La composition minéralogique semblable des andésites et des diabases pourrait être le signe d'une liaison génétique étroite entre ces deux types de roches qui ne se distingueraient que par leurs structures microscopiques. Cependant il nous faut rappeler que la paragenèse spilitique observée est secondaire (voir 7.1.2.) et nous indique seulement que ces roches ont été soumises à des conditions de température et de pression semblables. Il n'y a peut-être ainsi qu'une simple convergence dans les transformations secondaires ayant affecté deux séries d'origine différente mais de composition originelle semblable.

3) L'existence, dans les GVI, de quelques éléments ayant des structures intermédiaires entre la structure andésitique et la structure diabasique est un argument plus convainquant pour une origine commune. Pourtant on ne peut encore pas exclure la possibilité que des roches à structures « intermédiaires » (intersertales, intersertales porphyriques, pilotaxiques grossières) se soient formées dans sills ou dykes recoupant des laves andésitiques.

Origine différente

1) L'absence de débris andésitiques dans le flysch du col des Gets est un argument sérieux contre une origine commune. On pourrait peut-être objecter que les « andésites » ont été présentes dans un niveau plus élevé, et maintenant érodé, du flysch des Gets, mais ces roches font également défaut dans tous les autres complexes ophiolitiques des Alpes (Grisons, Préalpes romandes, Montgenèvre, Haute-Ubaye) et des Apennins.

2) Un autre argument contre une origine commune se trouve dans la distribution de certains minéraux de métamorphisme. On n'observe ces minéraux, à l'exception du stilpnomélane (?), que dans les diabases et les roches associées à ces dernières tant dans les GVI qu'au col des Gets; toutefois un minéral ressemblant au stilpnomélane a été observé dans quelques rares galets andésitiques (3.5.3.).

Les paragenèses de métamorphisme des diabases des GVI et des roches de la « nappe des Gets » sont les suivantes:

- amphibole bleue et stilpnomélane (dans les granites alcalins);
- amphibole bleue, stilpnomélane, épidote, pumpellyite, actinote-trémolite, lawsonite et talc (dans les métagabbros);
- stilpnomélane, épidote, pumpellyite et actinote-trémolite (dans les diabases).

Notons que la lawsonite n'a pas été signalée dans la « nappe des Gets »; par contre l'amphibole bleue s'y trouve, mais seulement dans quelques fragments de métagabbros.

Ces minéraux de métamorphisme n'ont pas pu se former dans les GVI car ces derniers n'ont jamais été soumis à un métamorphisme aussi intense (voir 7.5.). D'autre part ils n'ont pas pu se développer au sein du flysch des Gets dans la position tectonique actuelle de ce dernier à l'exception peut-être du stilpnomélane et de l'amphibole bleue. En effet FREY *et al.* (1973) décrivent le développement de stilpnomélane et de riébeckite dans l'anchizone des nappes helvétiques de la Suisse orientale.

Le flysch du col des Gets repose sur des séries moins métamorphiques (MARTINI, 1972). Il doit donc avoir été métamorphisé dans une zone plus interne où la température, et surtout la pression, étaient suffisamment élevées pour donner naissance à des minéraux comme actinote-trémolite et talc. Le Verrucano glaronnais se trouve dans une situation semblable. Cette formation, ayant subi un métamorphisme dans le faciès schiste vert, repose actuellement sur des grès de Taveyanne qui, eux, appartiennent au faciès à pumpellyite-prehnite (MARTINI et VUAGNAT, 1970).

Il est vrai qu'on pourrait maintenir l'hypothèse d'une origine commune en supposant que les andésites proviennent d'un niveau plus élevé et par conséquent moins métamorphique d'un complexe ophiolitique semblable à celui dont on trouve les vestiges dans le flysch des Gets.

Conclusion

L'étude pétrographique n'a fourni aucun argument irréfutable pour ou contre une origine commune des andésites et des diabases. Il ne nous reste que les analyses chimiques et les mesures radiométriques pour tenter de résoudre le problème des rapports exacts entre andésites et diabases.

Les résultats positifs de notre étude, en ce qui concerne l'origine des éléments, tiennent aux deux faits suivants :

1. La plus grande partie des éléments des GVI, d'origine non locale (gabbros, diabases, granites alcalins, radiolarites et cherts), provient de l'érosion d'une « nappe des ophiolites » (nappe des Gets ou nappe de la Simme s.l.).
2. Les roches à structures diabasiques ont subi un métamorphisme plus intense que celles à structures andésitiques.

4. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE QUANTITATIVE DES GRÈS DES FLYSCHS

4.1. RÉFLEXIONS PRÉLIMINAIRES

Les trois types principaux de flyschs, c'est-à-dire le flysch ultrahelvétique, les grès de Taveyanne (GT) et les grès du val d'Illiez (GVI) peuvent être distingués, et souvent à l'œil nu déjà, sur la base de critères qualitatifs. Un examen microscopique quantitatif est toutefois nécessaire lorsqu'on est en présence de cas douteux de même que pour l'étude des grès intermédiaires, d'une part entre les GT et les GUH et d'autre part entre les GT et les GVI. De tels grès intermédiaires ont été décrits par VUAGNAT (1952) et MERCANTON (1963).

L'existence de ces variétés intermédiaires dans le synclinal de Thônes était probable puisque les trois types principaux de flysch y étaient signalés.

Le matériel volcanique A* et D* des flyschs provient de l'érosion des domaines plus internes de l'arc alpin (VUAGNAT, 1952). Ces fragments volcaniques A* et D* ne sont pas répartis uniformément dans le flysch helvétique. Les fragments A* se rencontrent surtout dans sa partie inférieure (GT) alors que les fragments D* sont presque sans exception dans sa partie supérieure (GVI). Cette distribution du matériel volcanique et le problème de son origine seront étudiés dans le chapitre 9.3. En tout cas il nous semble raisonnable de penser que l'arrivée des fragments volcaniques dans le bassin de sédimentation helvétique ne s'est pas faite de façon brutale, mais plutôt progressivement. La quantité des éléments volcaniques augmente à partir des GUH (0% d'éléments volcaniques), pour atteindre son maximum dans les GTT (80% d'éléments volcaniques A*) et diminuer ensuite dans les GVI (1-40%