Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]

Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève

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

Autor: Sawatzki, Georg Günter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739804

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 08.08.2025

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

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES FLYSCHS A GRAUWACKES VOLCANIQUES DU SYNCLINAL DE THÔNES (HAUTE-SAVOIE, FRANCE)

Grès de Taveyanne et grès du val d'Illiez

PAR

Georg Günter SAWATZKI [1]

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction 271
   1.1. Situation géographique 271
   1.2. Situation géologique 272
   1.3. Historique 273
   1.4. Situation des localités mentionnées 274
   1.5. Abréviations utilisées 275

2. Méthodes de subdivision des flyschs 276
   2.1. Méthodes classiques 276
      2.1.1. Lithologie 276
      2.1.2. Calcimétrie 276
      2.1.3. Aspects macroscopiques 277
      2.1.4. Microfossiles 277
   2.2. Méthodes basées sur la teneur en éléments volcaniques 277
      2.2.1. Densité 277
      2.2.2. Géochimie 278
      2.2.3. Diffractométrie 279
      2.2.4. Etude pétrographique 281
   2.3. Influence de la granulométrie sur la teneur en éléments volcaniques 281

3. Composition pétrographique qualitative des grès et des conglomérats 283
   3.1. Grès ultrahelvétiques 284
      3.1.1. Les éléments volcaniques 284
      3.1.2. Les éléments non volcaniques 284

---

[1] Département de Minéralogie de l'Université, Genève - 1974.

3.2. Grès de Taveyanne 285
3.2.1. Les éléments volcaniques 285
3.2.2. Les éléments non volcaniques 286
3.3. Grès du val d'Illiez 286
3.3.1. Les éléments volcaniques 287
3.3.2. Les éléments non volcaniques 288
3.4. Grauwackes volcaniques du flysch à lentilles 290
3.5. Conglomérats de grès du val d'Illiez 291
3.5.1. Les roches sédimentaires 291
3.5.2. Les roches cristallines acides (granites, porphyres quartzifères) 292
3.5.3. Les roches cristallines intermédiaires et basiques (dacites, andésites, diabases, gabbros) 296
3.6. Résultats de l'étude des grès et des conglomérats 307

4. ETUDE PÉTROGRAPHIQUE QUANTITATIVE DES GRÈS DES FLYSCHS 311
4.1. Réflexions préliminaires 311
4.2. Résultats des comptages 312
4.3. Interprétation des résultats 312

5. STRATIGRAPHIE 314
5.1. Classification des grès des flyschs 314
5.2. Description macroscopique des divers types de flyschs du synclinal de Thônes . . 316
5.2.1. Flysch ultrahelvétique 316
5.2.2. Grès intermédiaires 317
5.2.3. Grès de Taveyanne intermédiaires 318
5.2.4. Grès de Taveyanne typiques 319
5.2.5. Grès de Taveyanne pauvres 321
5.2.6. Grès du val d'Illiez 321
5.2.7. Grès aberrants 322
5.3. Description de quelques séquences stratigraphiques et essai de corrélation 323
5.4. Age des grès de Taveyanne 326

6. RÉPARTITION ET STRUCTURE DES FLYSCHS 327
6.1. Flysch autochtone 327
6.2. Flysch allochtone 328
6.3. Anticlinal du Mont Durand 328
6.4. Remarques 329

7. MINÉRAUX DE NÉOFORMATION DANS LA ROCHE 329
7.1. Zéolites — (faciès à laumontite) 329
7.2. Albite, chlorite, calcite (« faciès vert ») 332
7.2.1. « Faciès vert », définition et origine 332
7.2.2. Spilitisation 335

7.3. Quartz et minéraux accessoires (faciès à laumontite et « faciés vert ») 336
7.3.1. Quartz 336
7.3.2. Minéraux accessoires 337
7.4. Argiles (faciès à laumontite et « faciès vert ») 338
7.4.1. Introduction 338
7.4.2. Description et distribution des minéraux argileux 338
7.4.3. Formation de la corrensite 340
7.4.4. Chloritisation des micas détritiques 342
7.5. Intensité de la diagenèse ou du métamorphisme 342

8. MINÉRAUX DE NÉOFORMATION DANS LES ZONES BROYÉES ET DANS LES FISSURES 347
8.1. Minéraux des zones broyées 347
8.2. Minéraux des fissures 348
8.2.1. Grès de Taveyanne 348
8.2.2. Grès du val d'Illiez et grès ultrahelvétiques 350
8.2.3. Ordre de formation des minéraux 350

9. ORIGINE DU MATÉRIEL VOLCANIQUE DU FLYSCH HELVÉTIQUE 352
9.1. Etude pétrochimique 352
9.1.1. Réflexions préliminaires 352
9.1.2. Compositions chimiques des diabases et des andésites 353
9.2. Etude géochronométrique 357
9.3. Discussion des résultats 359

10. CONCLUSION 362
Bibliographie 366
Planches :
1. Répartition des flyschs dans le synclinal de Thônes.
2. Répartition des flyschs dans la partie centrale du synclinal de Thônes.
3. Profils à travers le synclinal de Thônes, première série.
4. Profils à travers le synclinal de Thônes, deuxième série.
5. Répartition des zéolites dans le synclinal de Thônes.

ABSTRACT

The region under study, the Thônes syncline (Haute-Savoie, France), is situated about 40 km SE of Geneva. This syncline is occupied mainly by Helvetic flysch formations overlain by ultrahelvetic and penninic klippes. The detrital flysch series of Eocene to Oligocene age is characterized by volcanic greywackes known in the Western Alps as " grès de Taveyanne ", " grès du Champsaur " and " grès du val d'Illiez ". The volcanic elements of the Helvetic flysch originate from two different series of rocks: diabases (pillow lavas) and andesites s.l..

The " grès de Taveyanne " greywackes, situated in the lower part of the Helvetic flysch formation contain up to 80% " andesitic " elements which must originate from a unit higher than the Prealpine " nappe des Gets ". The name proposed for this units is " unité des andésites ". The andesites s.l.—a rock suite ranging from basalts to andesites s.s. and dacites—originate most likely from an ancient andesitic island arc, probably related to an underlying subduction zone. The age of these rocks lies between Upper Jurassic and Upper Eocene. Andesitic rocks have been found recently

in place in the alpine arc. Most of them may have disappeared partly due to subduction and partly due to erosion of the " nappe des andésites " during the alpine orogeny.

The " grès du val d'Illiez " greywackes, which form the upper part of the Helvetic flysch sequence contain " andesitic " as well as diabasic elements, but never more than 40% alltogether. The petrographic study of the " grès du val d'Illiez " conglomerates indicates that a great number of pebbles (diabases, gabbros, alcaline granites) originated by erosion from the " nappe des Gets " (nappe with Ligurian elements). It could be established that at least the diabases and the gabbros were metamorphosed before the " mise en place " of this nappe and before the burial metamorphism of the Helvetic realm. The diabases can be related to the oceanic basaltic volcanism of the Piemontais-Ligurian paleogeographic realm of Upper Jurassic to Cretaceous age.

The flysch complex in the Thônes syncline was subdivided into six different types on the basis of composition and abundance of the volcanic components. It is possible to establish a detailed stratigraphy based on this petrographic classification and consequently to unravel the structural style of the whole complex.

In regard to the intensity of burial metamorphism, the flysch in the Thônes syncline falls in the laumontite zone of the zeolite facies corresponding to the zone of deep diagenesis of some authors. The presence of corrensite, a clay mineral, formed in basic volcanic greywackes and in shales, is also characteristic of this zone. Corrensite is widespread in the zeolite-bearing rocks as well as in rocks with carbonate cement in which zeolites are not present, their formation in this chemical environment being hampered by the high CO_2 partial pressure. Laumontite and corrensite are typical for a temperature of formation of 100° C to 200° C. With a normal goethermal gradient of 30° C/km and a surface temperature of 20° C the maximum overburden of prealpine units is equivalent to an ancient burial depth of 2,7 km and 6,0 km and to pressures of 0,7 kbar and 1,5 kbar respectively. The intensity of metamorphism decreases slightly in the SW part of the syncline where laumontite is also associated occasionally with heulandite-clinoptilolite.

Since laumontite is associated with corrensite, the laumontite facies should be called more correctly « laumontite-corrensite facies » in accordance with KÜBLER'S (1973*b*) classification of diagenetic and low metamorphic rocks.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Synklinale von Thônes in Hoch-Savoyen (Frankreich) liegt ungefähr 40 km SE von Genf. Diese Synclinale enthält eine helvetische Flyschserie, die von ultrahelvetischen und penninischen Klippen tektonisch überlagert wird. Der eozäne bis oligozäne helvetische Flysch führt vulkanische Grauwacken, welche in den Westalpen unter den Namen „Taveyannaz-Sandstein", „grès du Champsaur; und „grès du val d'Illiez" bekannt sind. Die vulkanischen Elemente dieses Flyschs stammen von zwei verschiedenen Gesteinsserien: Diabasen (pillow lavas) und Andesiten s.l..

Die Grauwacken des Taveyannaz-Sandsteines bilden den unteren Teil der helvetischen Flyschserie und enthalten bis zu 80% Bruchstücke andesitischer Struktur. Diese Andesite. s.l. können nur von einer suprapenninischen Einheit stammen, welche die präalpine „nappe des Gets" einst überlagerte. Es wird vorgeschlagen, diese Einheit „unité des andésites" (Andesit-Einheit) zu nennen. Die Andesite s.l. umfassen eine magmatische Abfolge, die von Basalten über Andesite s.s. bis zu Daziten reicht. Diese Gesteine stammen sehr wahrscheinlich von einem andesitischen Inselbogen, welcher mit einer Subduktionszone in Verbindung stand. Das Alter der Andesite s.l. liegt zwischen oberem Jura und oberem Eozän. Andesitische Gesteine wurden in der Canavese-Zone gefunden. Der grösste Teil dieser Andesite verschwand wahrscheinlich einerseits durch Subduktion der internen Bereiche der Alpen, andererseits durch die Erosion der „unité des andésites", welche dieser Subduktion entgangen war.

Die Graunwacken der „grès du val d'Illiez" bilden den oberen Teil der helvetischen Flyschserie. Sie enthalten sowohl „andesitische" als auch diabasische Bruchstücke; ihr Gehalt an diesen vulkanischen Fragmenten übersteigt jedoch nie 40%. Ein beträchtlicher Teil der Gerölle der „grès du val d'Illiez"-Konglomerate (Diabase, Gabbros, Alkaligranite) stammen aus der „nappe des Gets" (Decke mit ligurischen Elementen). Es ist weiterhin gesichert, dass wenigstens diese Diabase und Gabbros schon metamorphisiert worden waren bevor die „nappe des Gets" den helvetischen

Faziesbereich erreichte. Die Metamorphose der Diabase und Gabbros ist damit älter als die Versenkungsmetamorphose des helvetischen Bereiches. Diese Diabase werden mit dem ozeanischen basaltischen Vulkanismum oberjurassischen bis kretazischen Alters des piemontesich-ligurischen Bereiches in Verbindung gebracht.

Der Flyschkomplex der Thôner Synklinale wird in sechs verschiedene Typen unterteilt, welche sich durch die Natur und die Menge ihrer vulkanischen Bestandteile unterscheiden. Diese petrographische Gliederung ermöglicht es, eine detaillierte stratigraphische Abfolge aufzustellen und die strukturellen Beziehungen zwischen den einzelnen Flyschtypen zu klären.

Der Flysch der Thôner Synklinale erfuhr durch die Überlagerung der präalpinen Decken eine Versenkungsmetamorphose und liegt heute in der Laumontitfazies vor. Diese Fazies entspricht der Zone der tiefen Diagenese verschiedener Autoren Das Auftreten von Corrensit, einem Tonmineral, welches in den basischen vulkanischen Grauwacken und Tonschiefern gebildet wurde, ist ebenfalls charakteristisch für diese Zone. Corrensit ist weit verbreitet, sowohl in Zeolith-führenden Gesteinen als auch in Gesteinen mit karbonatischem Bindemittel, in denen Zeolithe fehlen; ihre Bildung wurde hier durch hohe CO_2 Partialdrucke verhindert. Das Auftreten von Laumontit und Corrensit zeigt an, dass die Temperaturen zwischen 100° C und 200° C lagen. Die maximale Überlagerung durch präalpine Decken entspricht daher — mit einer geothermischen Tiefenstufe von 30° C/km und einer Oberflächentemperatur von 20° C — einer ehemaligen Versenkungstiefe von 2,7 km bis 6,0 km und einem lithostatischen Druck von 0,7 kbar bis 1,5 kbar. Die Intensität der Metamorphose nimmt im SW-Teil der Synklinale geringfügig ab; Laumontit ist hier gelegentlich mit Heulandite-Klinoptilolith vergesellschaftet. Nachdem Laumontit mit Corrensit gemeinsam auftritt, sollte die Laumontitfazies, einem Vorschlag KÜBLER'S (1973*b*) folgend, „Laumontit - Corrensit - Fazies" genannt werden.

RÉSUMÉ

Les flyschs à grauwackes volcaniques (grès de Taveyanne et grès du val d'Illiez) du synclinal de Thônes ont été classées selon leur teneur en éléments volcaniques et la nature de ces derniers déterminées par une étude pétrographique quantitative. Cette classification a permis d'établir une carte de répartition des différents types de flysch et de définir leurs situations tectoniques.

L'étude pétrographique des conglomérats des grès du val d'Illiez a montré qu'une grande partie des galets proviennent de la « nappe des Gets » (nappe à éléments ligures). Ces roches ont été métamorphisées avant la mise en place de cette nappe et avant la phase du métamorphisme d'enfouissement du domaine helvétique.

Les flyschs du synclinal de Thônes se trouvent dans le faciès à zéolites (faciès à laumontite) équivalent de la zone de diagenèse profonde de certains auteurs caractérisées, dans les grauwackes à éléments volcaniques basiques, par la corrensite. L'intensité du métamorphisme diminue vers le SW du synclinal où la laumontite est encore accompagnée de la heulandite-clinoptilolite. Ces associations indiquent une température comprise entre 100° et 200° C. En admettant un gradient géothermique « normal » de 30° C/km et une température superficielle de 20° C, cela correspond à des profondeurs de 2,7 km et 6,0 km et des pressions de 0,7 kbar et 1,5 kbar.

La laumontite est toujours associée à la corrensite. De ce fait, le faciès à laumontite pourrait être désigné plus exactement « faciès à laumontite-corrensite » (KÜBLER, 1973*b*).

Les éléments volcaniques du flysch nordhelvétique proviennent de deux séries de roches distinctes: les diabases et les andésites s.l.. Les diabases peuvent se rattacher au volcanisme océanique basaltique, d'âge jurassique supérieur à crétacé, du domaine piémontais-ligure. Les andésites s.l. doivent provenir d'un arc d'îles andésitiques, d'âge compris entre le Jurassique supérieur et la fin de l'Eocène, jalonnant une zone de subduction.

AVANT-PROPOS

Il y a environ trente ans, le professeur M. Vuagnat a commencé l'étude systématique des éléments volcaniques du flysch helvétique.

Sous sa direction, ce travail a été poursuivi par ses élèves, notamment J. Martini.

Je remercie le professeur M. Vuagnat de m'avoir accueilli à Genève et de m'avoir confié la poursuite de ces recherches. Je lui exprime ici ma reconnaissance pour l'intérêt et l'aide qu'il a apportés à ce travail.

Je tiens aussi à exprimer toute ma gratitude aux professeurs R. Chessex, F. Jaffé, R. Galopin, Ch. Ducloz et M. Delaloye qui m'ont fait bénéficier de leur riche expérience scientifique.

Le professeur E. Niggli, de l'Université de Berne, a bien voulu être membre du jury de ma thèse. Je l'en remercie chaleureusement.

Le professeur A. Streckeisen, également de l'Université de Berne, m'a donné de précieux conseils pour la détermination des galets de roches acides, ce dont je lui suis reconnaissant.

Je remercie le professeur J. Charollais pour la détermination des galets sédimentaires et pour l'intérêt qu'il a toujours manifesté pour les résultats de mes recherches.

Mes sincères remerciements vont au professeur B. Kübler de l'Université de Neuchâtel qui a mis à ma disposition les résultats de ses recherches alors qu'ils n'étaient pas encore publiés.

Je tiens à remercier particulièrement le Dr J. Bertrand. Il s'est en effet donné beaucoup de peine pour la correction de la première partie de mon manuscrit. De plus, il a effectué les analyses à l'aide de la microsonde électronique de mes échantillons et finalement il a accepté d'être membre du jury de ma thèse.

Je désire exprimer toute ma gratitude au Dr P. Boggio, spécialiste des pierres urinaires à l'Hôpital cantonal de Genève pour la correction de la deuxième partie de mon manuscrit et pour son soutien amical.

Mlle N. Rihs a sacrifié de nombreuses heures de loisir au profit du travail de dactylographie; à elle aussi va toute ma reconnaissance.

Je n'oublierai jamais les jours sur le terrain avec M. l'Abbé J. Rosset qui m'a enseigné la prudence à prendre quant à tout ce que l'on sait de la géologie alpine.

Je ne saurais oublier par ailleurs mes camarades d'études N. Crivelli, A. Gautier, Ph. Guibert, B. Mastrangelo, D. Steen et bien d'autres qui ont enrichi mon séjour genevois tant sur le plan scientifique que sur le plan des relations humaines.

Ma gratitude va également au personnel administratif et technique de l'Ecole des sciences de la terre qui m'a aidé avec efficacité dans l'élaboration de ce travail.

J'ai gardé dans ce bouquet de remerciements la plus belle fleur pour ma femme qui m'a soutenu et aidé à chaque instant durant toute la réalisation de ce travail.

Enfin, je dédie ce travail à mes parents qui m'ont permis d'entreprendre mes études universitaires.

1. INTRODUCTION

1.1. Situation géographique

Le synclinal de Thônes est situé à environ 40 km au SE de Genève et à environ 40 km à l'W de Chamonix (fig. 1). Les cartes topographiques suivantes couvrent la région étudiée:

— Carte nationale de la Suisse 1/100 000: feuille 45 (Haute-Savoie)

— Carte de France 1/20 000: Feuilles Annecy-Bonneville, n°s 4, 7, 8. Feuilles Annecy-Ugine, n°s 3, 4, 7, 8. Feuilles Cluses, n°s 1, 2, 5.

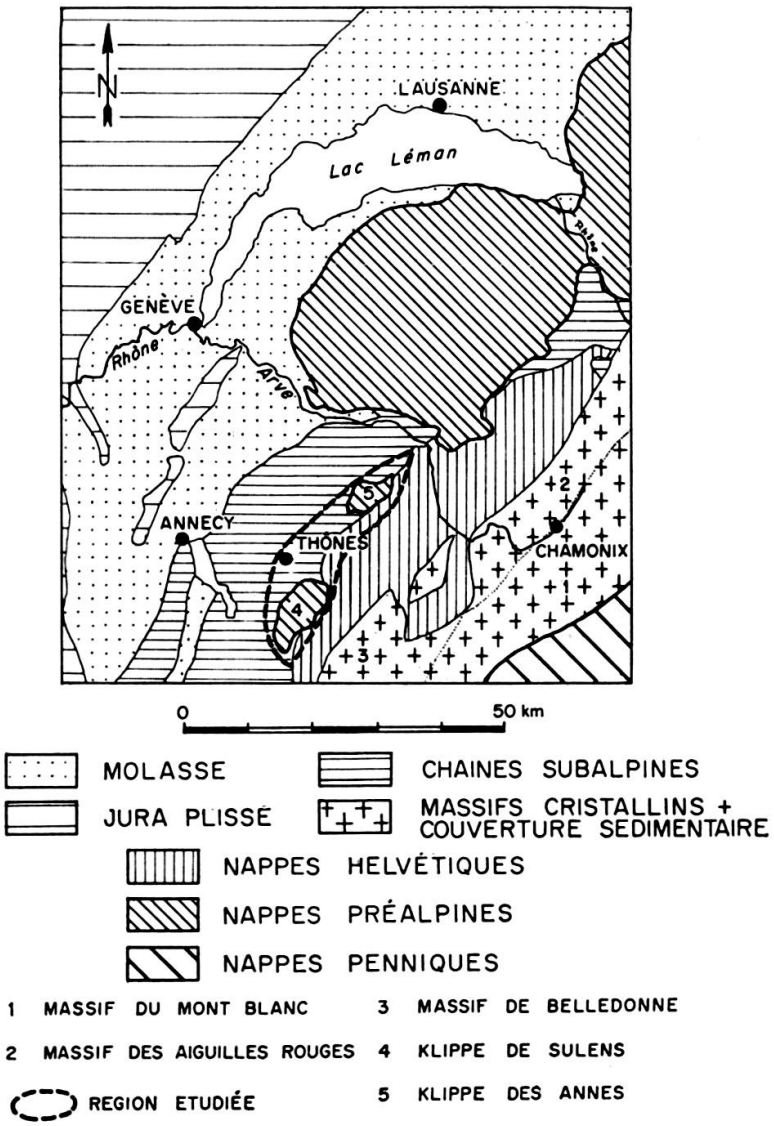


Fig. 1. — Situation géographique et géologique
(Selon la carte géologique générale de la Suisse au 1:200 000 feuille 5)

1.2. Situation géologique

Du point de vue géologique, le synclinal de Thônes relie la chaîne des Aravis au SE, où naît la Nappe de Morcles, à l'autochtone des chaînes subalpines au NW, représenté par les massifs des Bauges et des Bornes (fig. 1). A la hauteur de la Clusaz, le petit anticlinal du Mont Durand divise le synclinal en deux parties.

La région étudiée se rattache à la zone helvétique ou dauphinoise. Cette dernière, qui s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres, comprend des formations tertiaires détritiques caractérisées par la présence d'éléments volcaniques à faciès andésitiques et/ou diabasiques.

Ce sont d'abord les grès de Taveyanne et les grès du val d'Illiez en Suisse et en Haute-Savoie. Plus au S, les grès du Champsaur dans les Hautes-Alpes et les grès de Clumanc dans les Alpes de Provence.

Dans le synclinal de Thônes, nous avons les grès de Taveyanne s.l. et les grès du val d'Illiez. Cet ensemble constitue un flysch qui représente le dernier terme d'une trilogie lithologique (Moret, 1934) dont la succession est la suivante de bas en haut:

1. « Calcaire à petites nummulites », d'âge éocène supérieur, dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques dizaines de mètres.
2. « Marnes à foraminifères ». Cette série est généralement très développée sur le versant occidental. Par contre, sur le versant oriental, ces marnes n'apparaissent qu'avec une épaisseur réduite.
3. Flysch formé par une série marno-micacée dans laquelle s'intercalent les grès du val d'Illiez et les grès de Taveyanne; ces derniers atteignent une épaisseur d'environ 250 à 300 mètres.

Le flysch nordhelvétique du synclinal de Thônes est partiellement recouvert par les masses charriées des klippes ultrahelvétiques et subbriançonnais des Annes et de Sulens. Sur les deux versants du synclinal, le flysch occupe une position autochtone ou parauchtone. Les séries parautochtones ont été décollées du versant S pour venir s'accumuler au front de la klippe de Sulens, formant ainsi une grande masse replissée, qui chevauche les termes autochtones du flanc NW du synclinal.

Cette étude fait suite aux travaux de Vuagnat (1952) et Martini (1968) sur les grauwackes du flysch nordhelvétique (grès de Taveyanne et grès du val d'Illiez). Nous avons repris les termes définis et utilisés par ces auteurs. Le lecteur se rapportera donc aux publications précitées.

Nous nous sommes efforcés de faire figurer les résultats de nos travaux sur des cartes, profils et diagrammes. Pour éviter les longeurs d'une description détaillée, seuls sont décrits quelques affleurements représentatifs.

1.3. Historique

Les grès de Taveyanne ont suscité depuis longtemps l'intérêt des géologues alpins du fait de leur composition minéralogique particulière. Les discussions sur la nature et la provenance des éléments volcaniques de ces grès sont restées animées jusqu'à nos jours. Ces dernières années, l'étude du métamorphisme de faible intensité a provoqué un ragain d'intérêt pour ces formations. En effet, leur composition chimique et minéralogique est favorable au développement du faciès à zéolites dont la notion a été développée par Coombs (1954).

Nous ne donnerons qu'un aperçu historique condensé concernant les grès de Taveyanne de notre région et laisserons le lecteur se reporter à l'historique récent et à la bibliographie exhaustive donnés par Martini dans son étude pétrographique sur le grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (1968).

C'est Studer (1834) qui, le premier, a reconnu la nature volcanique andésitique des éléments constitutifs de ces grès qu'il appelle « Grès de Taviglianaz », du nom d'un alpage situé au pied des Diablerets. Des roches du même type sont ensuite décrites dans le synclinal de Thônes par Favre (1867). La première étude pétrographique détaillée des grès de Taveyanne des régions des Diablerets, de Platé (massif situé entre Arve et Giffre) et du synclinal de Thônes a été entreprise par Duparc et Ritter (1895). Dans sa monographie sur le massif des Bornes et les klippes préalpines des Annes et de Sulens, Moret (1934) décrit quelques coupes stratigraphiques renfermant des grès de Taveyanne. Rosset (1956) publie, dans son étude géologique de la chaîne des Aravis, une carte à l'échelle 1:50 000; cet auteur attribue encore les grès du val d'Illiez soit aux grès de Taveyanne, soit au flysch ultrahelvétique.

Dans une note préliminaire, Vuagnat (1958) décrit quelques affleurements de grès de Taveyanne du synclinal de Thônes. Cet auteur avait, après une première étude sur les niveaux gréseux du flysch du val d'Illiez, qu'il appelle grès du val d'Illiez (1943), publié une monographie du flysch nordhelvétique dans laquelle il s'attache principalment à l'étude pétrographique de ces niveaux gréseux. Après un travail détaillé sur la nature des divers éléments détritiques, Vuagnat conclut que ce matériel doit provenir de l'érosion de nappes préalpines ou austroalpines.

Ultérieurement, les travaux de diplôme de Czegledy (1962), Baniczky (1964), Hutin (1966), faits sous la direction de Vuagnat et restés non publiés, sont consacrés à l'étude de trois passées conglomératiques dans la partie centrale du synclinal de Thônes. Les caractéristiques de ces passées correspondent à celles des grès du val d'Illiez décrits en 1943 par Vuagnat; ces roches seront donc, dans notre travail, désignées par ce nom.

Plus récemment, ont été publiées trois petites notes concernant la stratigraphie et la tectonique des flyschs du synclinal de Thônes. Ce sont les travaux de Charollais et Rosset (1965), Caron, Charollais et Rosset (1967) et enfin Rosset, Charollais Gerard et Lacoste (1971).

Le travail de MARTINI (1968), par la somme de connaissances nouvelles qu'il apporte, a permis ensuite de s'attaquer à la masse de flysch fortement tectonisé du synclinal de Thônes. Cet auteur a reconnu que la seule classification des grès de Taveyanne ayant une valeur stratigraphique indiscutable devait être basée uniquement sur la quantité de matériel volcanique à faciès andésitique et diabasique de ces grès, sans tenir compte de l'état d'altération et de transformation métamorphique de ces éléments volcaniques.

Nous avons suivi cette conception dans notre travail. En effet, seule une analyse pétrographique qualitative et quantitative nous a permis de subdiviser ce flysch en plusieurs types de grès différents, de comprendre sa structure et d'établir ensuite une séquence stratigraphique.

C'est pourquoi nous nous occuperons d'abord de la pétrographie, qui nous permet d'établir une nouvelle subdivision logique, pour n'aborder qu'ensuite le problème de la stratigraphie et de la structure.

La carte géologique de France à l'échelle 1:80 000, feuille Annecy N° 160B (troisième édition 1969) s'est révélée imprécise, sinon fausse, en de nombreux endroits, pour ce qui est de la localisation de nos flyschs. Nous avons donc été obligés de lever une carte détaillée des flyschs du synclinal de Thônes, afin de disposer d'une base de travail précise pour l'étude pétrographique et minéralogique de ces roches.

1.4. SITUATION DES LOCALITÉS MENTIONNÉES

Les coordonnées et les altitudes sont tirées de la carte topographique de France à l'échelle 1:20 000 (quadrillage kilométrique de la projection Lambert).

Aiguille verte, sommet	920750/107260,	2322 m
Bois des Ascets	921600/111860,	1200 m
Bois de la Duche	923300/114880,	1720 m
Bois de la Duche-Le Tronc, ravin	923600/114000,	1180 m
Chalets d'Aufferand	921400/118970,	1550 m
Col des Annes	924400/116450,	1722 m
Col de la Croix Fry	915670/105320,	1467 m
Col de l'Oulette	925500/115760,	1925 m
Col de la Portette	916840/097640,	2072 m
Crêt du Loup	919280/107320,	1864 m
Crêt du Merle	918500/107000,	1497 m
Crêt Moret	916620/103530,	1475 m
Cropt, église	910300/101480,	778 m

Dens de Cons, sommet	912480/089170,	2064 m
Entrevernes, village	899900/095270,	816 m
Fontany, hameau	908350/094270,	760 m
Frontenay, ravin	909910/088780,	673 m
La Frasse, chapelle	911860/100740,	1249 m
La Vacherie, hameau	911280/107850,	689 m
Les Confins, hameau	921140/110640,	1413 m
Les Lombardes, hameau	916260/110370,	978 m
Le Patton-conglomérat, chalets	915720/108240,	1370 m
Le Patton-grès aberrants, chalets	916300/108420,	1260 m
Nant Bruyant (vallée du Fier)	913670/103180,	825 m
Nant Bruyant (vallée du Nom)	910800/106200,	641 m
Sur les Frêtes, sommet	914780/106480,	1701 m
Tête du Danay, sommet	918810/110770,	1730 m

1.5. Abréviations utilisées

GUH: grès ultrahelvétiques
GI : grès intermédiaires
GTI : grès de Taveyanne intermédiaires
GTT : grès de Taveyanne typiques
GTP : grès de Taveyanne pauvres
GVI : grès du val d'Illiez
GT : grès de Taveyanne s.l.: GTI, GTT et GTP
FL : flysch à lentilles

Remarque:

Ces abréviations ont deux significations suivant le contexte dans lequel elles sont placées. Par exemple, GTT désigne soit les grès de Taveyanne typiques si l'on traite de la formation de ce nom, soit les grauwackes des grès de Taveyanne typiques si l'on parle de niveaux gréseux de cette formation. En effet, ces grès à fragments de roches volcaniques sont, selon la nomenclature des roches sédimentaires, des grauwackes volcaniques.

A*: éléments volcaniques à faciès andésitique (andésites s.l.).

D*: éléments volcaniques à faciès diabasique (diabases s.l.).

Ces deux termes ont été définis et introduits par Vuagnat en 1952.

2. MÉTHODES DE SUBDIVISION DES FLYSCHS

Les GT et les GVI ont été classifiés selon la quantité et la nature des éléments volcaniques qu'ils renferment. Cette méthode implique donc l'examen microscopique de lames minces. En effet, quoique les termes typiques de ces grès soient souvent reconnaissables à l'œil nu, dans bien des cas un examen macroscopique ne suffit plus.

Ainsi, dans le cas des grès du synclinal de Thônes, le seul examen macroscopique a été la cause de bien des erreurs. La prédominance de petits affleurements isolés, les complications tectoniques dues à l'arrivée des unités préalpines et le plissement final de la région rendent en général hasardeuses les corrélations entre les divers affleurements.

Nous avons, en vain, cherché une méthode rapide d'analyse en série qui soit valable pour tous les types de flyschs du synclinal de Thônes. Cette méthode aurait dû également convenir à l'étude des niveaux marneux qui prédominent dans la partie NE de la région. Finalement, nous avons dû en rester à l'étude micrographique, méthode déjà utilisée par nos prédécesseurs.

Nous allons toutefois passer rapidement en revue les méthodes testées qui donnent souvent des informations intéressantes.

2.1. Méthodes classiques

2.1.1. *Lithologie*

Les sédiments de type flysch sont caractérisés par de grandes variations latérales et verticales de faciès. Ainsi, pour utiliser les critères lithologiques, tels que la granulométrie, l'alternance et l'épaisseur des niveaux gréseux et marneux, il est nécessaire d'avoir une connaissance détaillée de la séquence stratigraphique et, avant tout, des niveaux repères.

Sur notre terrain, il n'existe qu'une seule coupe continue (coupe du col de l'Oulette, voir Fig. 7) dans la séquence des GT. Ailleurs, les déformations ou les lacunes entraînent des difficultés d'interprétation. D'autre part, les niveaux repères font défaut, à l'exception d'un horizon de conglomérat situé à la base des GVI, horizon que l'on peut suivre sur toute la longueur du synclinal.

Deux niveaux marneux assez importants (environ 10 m d'épaisseur) et des niveaux bréchiques à la base des GT ne s'observent que dans la partie NE du synclinal de Thônes.

2.1.2. *Calcimétrie*

La calcimétrie a été utilisée par Rosset (1956) et Charollais et Rosset (1965) pour distinguer des niveaux marneux appartenant à des types de flyschs différents.

De nouvelles recherches ont cependant démontré les incertitudes liées à l'emploi de cette méthode (CHAROLLAIS, communication orale).

2.1.3. *Aspects macroscopiques*

La couleur des termes gréseux varie fortement en fonction de la calcitisation des bancs et suivant le degré d'oxydation des chlorites. Ainsi, la couleur de la roche fraîche, gris-bleu verdâtre, peut passer au vert-olive, au brun et au noir selon le degré d'oxydation des chlorites; d'autre part, plus la calcitisation est avancée, plus la couleur est foncée.

La présence de zéolites, spécialement de laumontite disséminée au sein de la roche, influence aspect et couleur de celle-ci. Or, les GT du synclinal de Thônes, situés dans la zone du faciès à zéolites (SAWATZKI et VUAGNAT, 1971), comportent des niveaux fortement zéolitisés. La roche semble alors plus poreuse et prend des teintes beaucoup plus claires. Dans les « grès de Taveyanne mouchetés », la laumontite est repartie en petites taches d'un diamètre de 3 à 10 mm.

2.1.4. *Microfossiles*

Les rares microfossiles rencontrés dans les lames minces étudiées semblent toujours remaniés; ils n'indiquent donc pas l'âge de la roche. Signalons ici la découverte, par R. JAN DU CHÊNE et G. GORIN, de pollens dans des niveaux marneux des GT. L'étude de ces pollens, d'une grande importance pour la datation du flysch est en cours.

Cependant, les microfossiles sont trop rares pour être utilisés en vue d'une étude stratigraphique ou structurale détaillée.

2.2. MÉTHODES BASÉES SUR LA TENEUR EN ÉLÉMENTS VOLCANIQUES

Une variation de la teneur en éléments volcaniques A* et D* doit se traduire par une variation de la densité, de la composition chimique et de la composition minéralogique de la roche. En effet, les andésites et diabases diffèrent considérablement des autres constituants des grès par leur poids spécifique plus élevé, ainsi que par leur composition chimique et minéralogique.

2.2.1. *Densité*

La densité des échantillons de grès varie avec la teneur en éléments volcaniques A* et D* et suivant la granulométrie de ces grès.

Les échantillons d'une même classe granulométrique ne donnent des valeurs représentatives que si l'on utilise la moyenne de plusieurs échantillons (au minimum 5) provenant du même banc (fig. 2). Cette méthode n'est pas applicable aux niveaux argileux. Des échantillons de grès provenant de types de flysch différents donnent

des valeurs qui sont trop proches les unes des autres pour que les différences soient significatives. Par ailleurs, il ne faut pas oublier l'influence du degré de compaction sur la densité.

2.2.2. *Géochimie*

La teneur des grès en éléments majeurs et mineurs (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Mn, P, H_2O, CO_2) a été déterminée par fluorescence X (DELALOYE, 1969). Les résultats de ces analyses sont présentés dans la table 1 et la figure 2.

TABLE 1

Analyses chimiques par fluorescence X de 10 grauwackes provenant de niveaux gréseux de divers types de flysch du synclinal de Thônes : Analyste : Mme Filisetti.

(GUH : grès ultrahelvétiques ; GI : grès intermédiaires ; GTI : grès de Taveyanne intermédiaires ; GTT : grès de Taveyanne typiques ; GTP : grès de Taveyanne pauvres ; GVI : grès du val d'Illiez)

	ZONE INTERNE (S à SE) —					ZONE EXTERNE (N à NW)				
Analyse Nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Types de grès	GUH	GI	GTI	GTT	GTT	GTT	GTT	GTT	GTP	GVI
Echantillons N°	E13b	Eo3/2	K22/2	R14a	C3	C37	Co15/1	Lo5	Ho33	Bo3
SiO_2	74,81	61,93	60,87	57,61	54,48	56,25	56,67	57,59	63,13	66,70
Al_2O_3	9,86	12,40	14,66	15,37	16,12	14,80	14,93	13,49	12,55	9,78
FeO	0,28	0,14	0,54	0,37	1,40	0,57	0,28	0,28	1,29	0,23
Fe_2O_3	0,42	3,63	5,30	6,76	6,06	6,83	6,68	6,24	3,78	2,34
MgO	0,53	1,80	2,42	2,56	2,59	3,05	3,16	3,66	2,96	2,72
CaO	4,54	7,24	5,69	5,50	6,77	6,76	5,85	6,66	5,17	6,49
Na_2O	2,53	2,67	3,03	3,13	3,29	3,85	3,16	2,55	3,24	2,35
K_2O	2,86	2,35	1,80	2,04	2,16	1,69	1,53	1,62	1,55	1,93
TiO_2	0,19	0,46	0,62	0,81	0,66	0,66	0,60	0,65	0,52	0,27
MnO	0,04	0,09	0,10	0,09	0,12	0,13	0,07	0,08	0,08	0,05
P_2O_5	0,05	0,09	0,16	0,22	0,21	0,22	0,19	0,15	0,17	0,08
H_2O	1,21	2,94	3,45	3,39	3,82	3,98	3,83	4,55	2,42	2,68
CO_2	3,24	4,83	1,74	1,86	2,31	2,02	3,33	2,86	3,57	5,20
Somme	100,56	100,57	100,38	99,71	99,99	100,81	100,28	100,38	100,43	100,82

Les teneurs en Si, Al, Fe total et Ti permettent de faire une distinction géochimique au sein des grès de granulométrie moyenne (0,3-0,4 mm) (voir fig. 2). Par contre, cette méthode est décevante lorsqu'elle est appliquée aux niveaux argileux dont les variations de composition, pour des flyschs différents, sont trop faibles pour être significatives.

Les teneurs en Cu et en Pb étaient si faibles qu'elles restaient dans le domaine d'erreur de la méthode employée. En outre, l'application de la géochimie à des analyses en série entraîne une telle dépense de temps et de moyens qu'elle n'est guère réalisable.

2.2.3. *Diffractométrie*

La diffraction des rayons X a été utilisée par MARTINI et VUAGNAT (1964) pour tenter de faire une distinction minéralogique entre les termes fins de flyschs

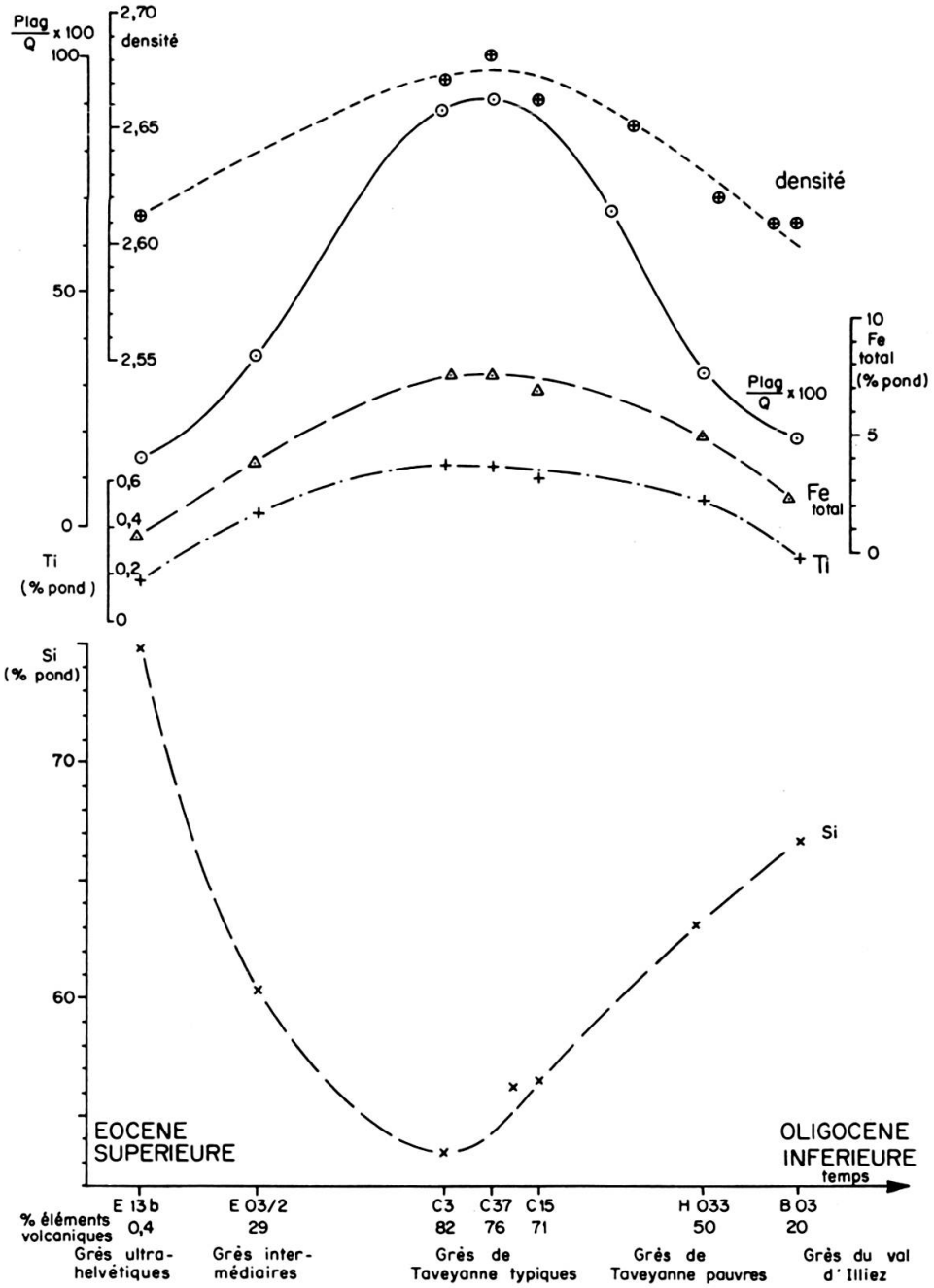


FIG. 2. — Variations de quelques paramètres physique, pétrographique et géochimique dans les grès du flysch en fonction de leur situation paléogéographique.

différents. Nous avons repris cette méthode dans l'espoir de pouvoir distinguer les types de flyschs du synclinal de Thônes lorsque manquent les termes grossiers et moyens facilement déterminables sous le microscope.

Cette méthode, décrite en détail dans la publication citée, consiste à mesurer l'intensité de la réflexion $20\bar{1}$ (d = 4,04 Å) du plagioclase et de la réflexion $10\bar{1}0$ (d = 4,26 Å) du quartz. Le plagioclase est le minéral caractéristique des éléments volcaniques tandis que le quartz prédomine dans les fragments d'origine non volcanique (granites, aplites, gneiss, grès, quartzites).

A fin de vérification nous avons soumis les échantillons utilisés pour la diffractométrie, tous d'une granulométrie moyenne de 0,3-0,4 mm, à une analyse modale à l'aide du compteur par points (voir 2.2.4.). Les résultats des deux méthodes sont présentés dans la figure 3. Il apparaît nettement que, pour ces différentes roches, le

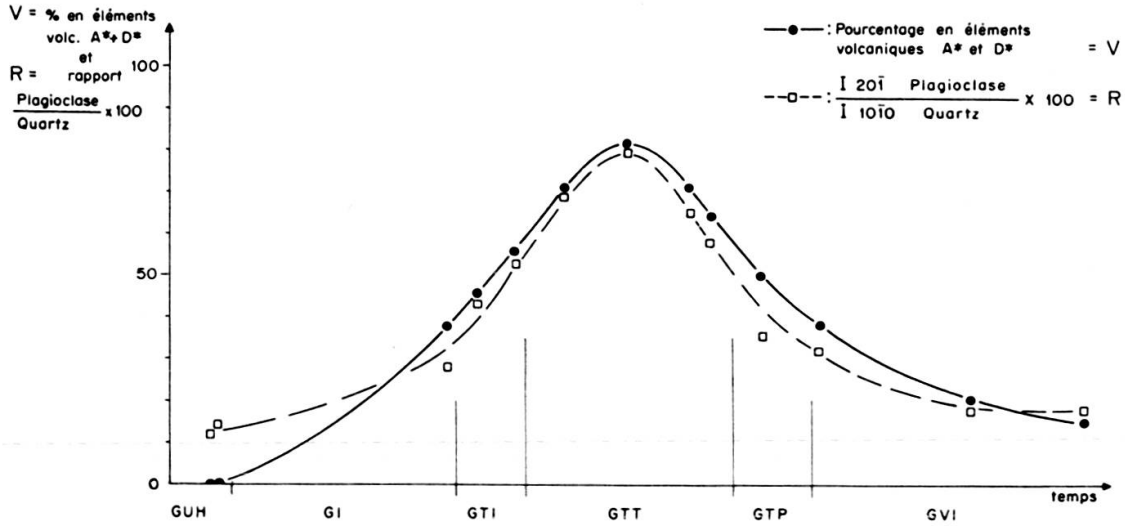


FIG. 3. — Comparaison des valeurs de pourcentage en éléments volcaniques andésitiques et diabasiques avec les valeurs du rapport plagioclase/quartz × 100. (GUH: Grès ultrahelvétiques; GI: Grès intermédiaires; GTI: Grès de Taveyanne intermédiaires; GTT: Grès de Taveyanne typiques; GTP: Grès de Taveyanne pauvres; GVI: Grès du val d'Illiez).

rapport R (plagioclase/quartz × 100) suit la même distribution que les valeurs du pourcentage en éléments volcaniques (V) déterminé à l'aide du compteur par points (2.2.4.).

La même méthode a été utilisée pour les niveaux gréseux fins et les niveaux argileux (voir plus loin 2.3.). Les valeurs respectives du rapport R (plagioclase/quartz × 100) sont très proches pour les niveaux fins et les différences perdent leur signification pour les niveaux argileux. Nous essayons d'expliquer ce phénomène dans le paragraphe 2.3.

Notons déjà, cependant, que pour les grès fins la valeur ou rapport R (plagioclase/quartz × 100) permet d'attribuer un échantillon à l'un des termes principaux

de flysch qui sont: les GT (riches en éléments volcaniques), les GUH (pas d'éléments volcaniques) et les GVI (peu d'éléments volcaniques).

2.2.4. *Etude pétrographique*

Le comptage des éléments volcaniques à l'aide du compteur par points (platine Swift) s'est révélé comme étant la méthode la plus avantageuse. En effet cette méthode permet de distinguer et de dénombrer tous les éléments composant la roche. Ainsi nous arrivons à un inventaire détaillé, qualitatif et quantitatif. Chaque analyse est basée sur un total de 1500 à 2000 points.

L'erreur introduite par cette méthode est de $\pm$ 1% pour des comptages successifs sur la même préparation et de $\pm$ 2% pour des comptages effectués sur plusieurs préparations taillées dans le même échantillon.

La variation latérale, au sein du même banc, de la quantité des éléments comptés reste inférieure à $\pm$ 5% dans le cas le plus défavorable. Néanmoins cette variation nous oblige à être prudents lors de l'application à des fins statigraphiques des valeurs obtenues par comptage. Les résultats seront discutés plus loin (4.3.).

2.3. Influence de la granulométrie sur la quantité des éléments volcaniques

F. de Quervain (1928) avait observé que la quantité des éléments volcaniques varie suivant les classes granulométriques. Avant de procéder à des analyses en série nous avons donc étudié cette variation à l'aide du compteur par points et à l'aide des rayons X.

Dans ce but nous avons systématiquement prélevé des échantillons au sein d'un même banc dans quatre types différents de flysch.

La granulométrie apparente a été déterminée sur lames minces par la méthode de la sécante (Sehnenschmittverfahren) de Münzer et Schneiderhöhn (1953).

Compteur par points :

La teneur en éléments volcaniques (V) augmente avec la granulométrie des niveaux schisteux aux grès moyens (granulométrie 0,3-0,4 mm); elle diminue ensuite dans les niveaux microbrèchiques (> 0,4 mm) (fig. 4). L'explication de ce phénomène est la suivante:

Les éléments volcaniques A* et D* avec leur composants principaux (plagioclase et verre volcanique) ont offert moins de résistance à l'usure pendant le transport que les autres constituants qui se sont alors trouvés concentrés dans les niveaux fins. Ainsi les schistes sont les termes les plus pauvres en éléments d'origine volcanique. Quant à l'appauvrissement relatif de ce matériel volcanique dans les niveaux microbrèchiques et les niveaux plus grossiers, il est dû

à l'abondance de grands fragments de roche d'origine locale, tels que calcaire priabonien, calcaire sénonien et « marnes à foraminifères ». La grande taille de ces éléments, plus nombreux dans les niveaux les plus grossiers, témoigne de la brièveté de leur transport.

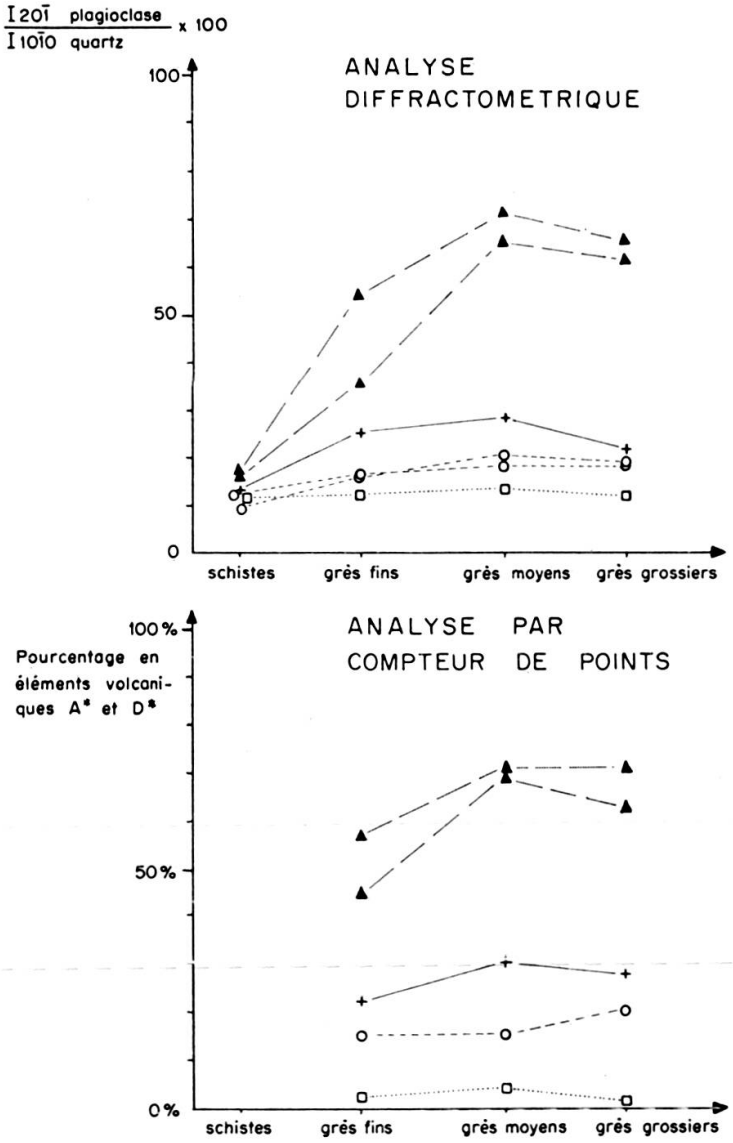


FIG. 4. — Variation de la teneur en éléments volcaniques A* et D* dans un banc de grès des flyschs suivants:

▲ Grès de Taveyanne typiques.
+ Grès intermédiaires.
○ Grès du val d'Illiez.
□ Grès ultrahelvétiques.

Ces observations contredisent l'hypothèse émise par BEUF, BIJU-DUVAL et GUBLER (1961) qui font intervenir deux types d'apport détritique différents. Les termes fins, sans éléments volcaniques, représenteraient la sédimentation nor-

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.

Diffractométrie :

Dans le cas des schistes, par suite de la diminution du rapport R (plagioclase/quartz × 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 × 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 ultrabasiques 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-fibroradiées 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 mentionnerons 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 Petrignacola (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 nagent 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 calcitisée), 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 Taveyanne 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 diplômes de Czegledy (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 ∅ 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 m^3) 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 (CHAROLLAIS, 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 microline);

— granite à microperthite et albite.

Ces granites alcalins contiennent toujours moins de 5% de minéraux mélanocrates 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 ∅. 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 (Jaffe 1955, Salimi 1965, Bertrand 1970).

Albite:

Le plagioclase primitif de la roche est une albite. Il est souvent fortement séricitisé 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, aplite et mylonite. 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 séricitisée 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 ∅, 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 (phengite?), 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 rœntgenographiques.

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 rœntgenographique. 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 ∅ 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 pailletes 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, ± *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 inaltétés 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 leptochlorites.

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 *corrensite*, 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 rutile 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 caclcite. L'analyse chimique d'un de ces galets a révélé une teneur en SiO_2 de 68 %. Une teneur aussi élevée place cette roche dans le groupe des *rhyolites*; la teneur en K_2O 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%

d'éléments volcaniques A* et D*) pour être à nouveau quasi nulle dans les grès de la molasse oligocène (grès de Bonneville). Ces pourcentages confirment ce mode de mise en place.

Entre ces termes principaux devraient exister des termes de transition. Leur existence a été mise en évidence par l'étude pétrographique quantitative des grès des flyschs, effectuée à l'aide du compteur par points selon la méthode décrite plus haut (2.2.4.).

4.2. Résultats des comptages

Les résultats numériques obtenus pour les trois types principaux de grès et pour tois termes intermédiaires figurent dans la table 2:

Table 2

Caractères quantitatifs de six types de grès de flyschs

*	V	A	B	C	D	E	S	F	G	H	I	K	L	Total	+
GUH	—	—	—	3,0	31	0,3	52	47	4,0	0,3	0,4	1	13	100	5
GI	31	31	—	2,0	23	0,2	34	32	1,3	0,3	0,2	2	8	100	6
GTI	50	50	—	1,9	15	0,2	29	28	1,2	0,1	0,1	3	2	101	6
GTT	74	74	—	0,3	6	—	15	13	1,0	0,7	0,2	5	—	100	10
GTP	53	52	1	0,7	12	0,1	28	25	2,0	0,7	0,1	3	3	100	5
GVI	16	12	4	0,8	26	1,0	46	40	3,0	2,0	1,0	5	6	101	5

GUH: grès ultrahelvétiques;
GI: grès intermédiaires;
GTI: grès de Taveyanne intermédiaires;
GTT: grès de Taveyanne typiques;
GTP: grès de Taveyanne pauvres;
GVI: grès du val d'Illiez + nombre d'échantillons analysés.

* Les composants des grès ont été classés selon les catégories suivantes:

V: Total des roches volcaniques à « faciès andésitique et diabasique » (A* + D*).
A: Roches volcaniques à « faciès andésitique » (A*).
B: Roches volcaniques à « faciès diabasique » (D*).
C: Roches volcaniques acides (porphyres quartzifères).
D: Roches plutoniques (granites, microgranites, aplites diorites, syénites).
E: Roches métamorphiques (gneiss, micaschistes, métaquartzites).
S: Total des roches sédimentaires.
F: Grains de quartz isolés, quartzites.
G: Calcaires.
H: Grès et schistes.
I: Radiolarites et cherts.
K: Ciment détritique: minéraux des argiles et chlorites.
L: Ciment carbonaté: calcite.

4.3. Interprétation des résultats

Les composants dont les variations de teneur sont à la fois les plus fortes et les plus significatives sont les grains de quartz isolés (y compris quelques fragments de quartzites), les fragments de roches plutoniques granitiques et surtout les fragments de roches volcaniques A* et D*.

Du SE au NW, le pourcentage des fragments de roches volcaniques A* augmente des GUH aux GTT pour diminuer lorsqu'on passe aux GVI. Par contre, le pourcentage des fragments de roches éruptives et de grains de quarts isolés montre une variation inverse (fig. 5).

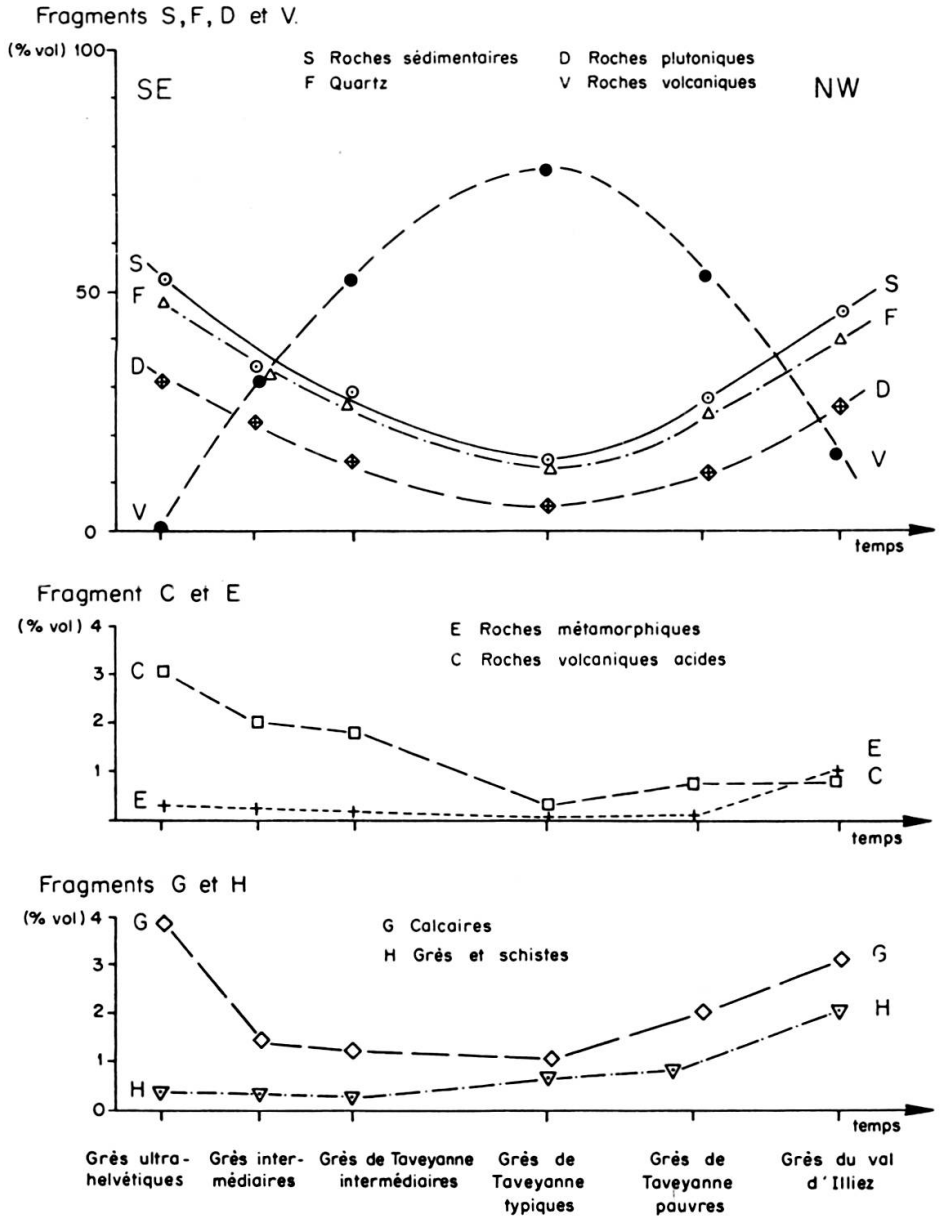


FIG. 5. — Abondance des éléments constitutifs des grès du flysch suivant leur origine, en fonction de la situation paléogéographique.

Ces changements sont dus, pour une grande part, à l'arrivée d'une quantité toujours croissante d'éléments volcaniques A*.

D'autre part on constate également des variations importantes de teneur pour d'autres éléments; ces variations sont toutefois moins significatives car les valeurs

sont très basses et l'erreur de comptage est de ce fait d'autant plus importante. Ainsi le pourcentage des fragments de calcaires et de roches volcaniques acides varie de la même manière que la teneur en grains de quartz isolés (voir fig. 5), tandis qu'on note une augmentation continue dans le temps de la quantité de roches métamorphiques et de grès en allant du SE au NW. Cela s'explique par le fait que l'érosion, dans sa progression, avait atteint des niveaux de roches plus profonds (roches cristallines riches en quartz) et avait attaqué des GUH déjà consolidés ayant fourni les galets des grès.

Les résultats de ces compages prouvent l'existence de grès intermédiaires, d'une part entre les GUH internes et les GTT, et d'autre part entre les GTT et les GVI externes. Le passage d'un type de grès à l'autre se fait donc progressivement.

Les valeurs de comptage ont permis d'établir une subdivision plus détaillée du flysch helvétique du synclinal de Thônes et d'en définir ainsi la stratigraphie et la situation tectonique.

Sur les cartes et les profils nous avons indiqué le pourcentage corrigé $V' = V + V^\circ$ en éléments volcaniques A* et D*. V' a une signification semblable à V (voir table 2), mais le ciment a été pris en considération. Nous avons évalué la teneur V° en éléments volcaniques A* et D* du ciment détritique (K) et carbonaté (L) par rapport à la valeur V par l'équation $V^\circ = \frac{V}{100} \times (K + L)$.

5. STRATIGRAPHIE

5.1. Classification détaillée des grès du flysch

Notre classification est basée, comme celle de Martini (1968), uniquement sur la teneur en éléments volcaniques A* et D* caractéristiques des grès du flysch nordhelvétique. Nous avons conservé la terminologie existante en lui donnant toutefois une signification plus retreinte.

L'analyse quantitative de 104 lames minces nous a amené à établir des subdivisions dans les flyschs du synclinal de Thônes selon le schéma de la table 3.

Le pourcentage en éléments volcaniques A* et D* augmente depuis les GUH, où il est nul, aux GTT, où il atteint la valeur la plus élevée, pour diminuer ensuite des GVI aux grès de la molasse de Bonneville dans lesquels il est à nouveau quasi nul. Les grès renfermant le maximum d'éléments volcaniques A* (60-80%) seront appelés GTT. Entre ces derniers et les deux extrêmes (GUH et grès de Bonneville) se situent deux séries de transition.

Les grès de la première série de transition, situés entre les GUH et les GTT, ne renferment que des éléments volcaniques A*. Ce sont les GI (1-40%) et les GTI (40-60%).

TABLE 3

Classiffcation des grès des flyschs du synclinal de Thônes

Type de flysch		Pourcentage en éléments volc. A* et D* = V'	$P = \frac{\Sigma \text{ éléments } A^*}{\Sigma \text{ éléments } A^* + D^*}$
Flysch interne (SE)			
Grès ultrahelvétiques	(GUH)	0	—
Grès intermédiaires	(GI)	1-40	1
Grès de Taveyanne intermédiaires	(GTI)	40-60	1
Grès de Taveyanne typiques	(GTT)	>60	1
Grès de Taveyanne pauvres	(GTP)	40-60	p>0,5
Grès du val d'Illiez riches	(GVI)	20-40	p>0,5
Grès du val d'Illiez pauvres	(GVI)	1-20	p<0,5
Flysch externe (NW)			
Grès de la molasse de Bonneville		0	—

Les grès de la deuxième série de transition, situés entre les GTT et les grès de Bonneville, comprennent les GTP (40-60 %) et les GVI (1-40 %) qui sont caractérisés par la présence des éléments volcaniques A* et D*. C'est l'absence ou la présence des éléments volcaniques D* qui permet de faire la distinction entre ces deux séries de transition. Cette propriété peut être exprimée par le rapport p (proportion de fragments A*/proportion de l'ensemble des éléments A* et D*). Ce rapport a été introduit par VUAGNAT (1952) pour distinguer les GVI riches ($p > 0,5$) des GVI pauvres ($p < 0,5$).

Pour les grès du synclinal de Thônes, ce rapport prend les valeurs suivantes:

p = sans signification pour les grès sans éléments volcaniques, c'est-à-dire les GUH. Les grès de Bonneville ne sont pas représentés dans ce synclinal: ils affleurent 10 km plus au nord.

$p < 1$ pour les grès à éléments volcaniques A* et D*: c'est-à-dire les GTP et les GVI.

$p = 1$ pour les grès ne contenant que des éléments A*: c'est-à-dire les GTT, les GTI et les GI.

Remarques

Nous n'avons pas fait de distinction entre les GVI pauvres et les GVI riches parce que nous n'avons pas effectué suffisamment de comptage dans ces grès. De plus le rapport p est parfois difficile à déterminer avec exactitude.

Les débris de chlorite, c'est à-dire les chloritites, communément attribués aux matrices interpillow (éléments volcaniques D*), ne peuvent souvent pas être distingués des fragments de serpentinite complètement chloritisée. Les fragments de serpentinites inaltérés deviennent plus fréquents dans les grès les plus externes (grès d'Aillons, grès de Bonneville) proches de la molasse.

Nous sommes conscients que les termes de grès de Taveyanne intermédiaires (GTI) et de grès intermédiaires (GI), que nous avons introduits, ne sont pas des meilleurs. Ils ont cependant l'avantage de nous éviter d'avoir à créer de nouveaux noms locaux.

A. Les GTI sont de vrais grès de Taveyanne s.l. en ce sens qu'ils renferment environ 50% d'éléments volcaniques A*. Sans l'étude microscopique il est impossible de les distinguer des GTP. Pourtant des critères pétrographiques, tout comme leur situation tectonique, laissent supposer une position primitivement plus interne des GTI par rapport aux GTT et aux GTP. Les GTI sont en quelque sorte des « grès de Taveyanne pauvres précoces », déposés avant les GTT.

B. Les grès intermédiaires, situés entre les GUH et les GTI, ont été décrits pour la première fois par SAWATZKI et VUAGNAT (1971) et SAWATZKI (1972). Ce sont des grès très pauvres en éléments volcaniques qui ressemblent macroscopiquement aux GUH, avec lesquels ils ont été confondus auparavant.

5.2. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DES DIVERS TYPES DE FLYSCH DU SYNCLINAL DE THÔNES

Nous avons conservé le terme flysch pour qualifier les six séries détritiques du synclinal de Thônes, bien que les critères lithologiques de ces séries ne correspondent pas toujours à ceux d'un flysch tels qu'ils ont été définis par KUENEN (1958). Les bancs massifs de la partie supérieure des GTT qui ne montrent guère de granoclassement et de figures de base de banc, ainsi que les GVI, ressemblent déjà aux grès de la molasse.

Cet ensemble se situe donc dans la zone de transition entre le flysch ultrahelvétique éocène et la molasse chattienne. C'est pourquoi la plus grande partie de nos flyschs montrent simultanément des caractères de flysch et de molasse.

5.2.1. *Flysch ultrahelvétique*

Les meilleurs affleurements se rencontrent, à partir de l'altitude de 1000 m, au bord de la route qui monte des Clefs (702 m) vers la Frasse (1249 m) (planche 2; planche 3, profil AA).

Le flysch ultrahelvétique est caractérisé, pétrographiquement, par l'absence d'éléments volcaniques A* et D*. Il est essentiellement composé de grès fins alternant avec des intercalations marno-micacées qui peuvent prédominer localement.

Sporadiquement on rencontre des bancs gréseux plus épais (1-2 m). Ce flysch est attribué à l'Eocène par ROSSET, CHAROLLAIS, GÉRARD et LACOSTE (1971).

L'absence ou la rareté d'éléments colorés (andésites, diabases, radiolarites) explique la couleur gris clair à l'état frais et gris jaunâtre à l'état altéré de ces grauwackes. Les GUH sont fortement cimentés par de la calcite.

5.2.2. *Grès intermédiaires*

Les affleurements d'accès facile se trouvent au bord de la route allant des Clefs à la Frasse, entre 850 m et 1000 m d'altitude ainsi que le long de la route Les Clefs — Manigod à environ 900 m d'altitude. En ces deux endroits, les GI sont allochtones (voir planche 2; planche 3, profils AA et DD). Le meilleur affleurement de GI en position autochtone s'observe au col de la Portette (2072 m) sur le versant N du Mont Charvin (voir planche 3, profil BB et figure 6).

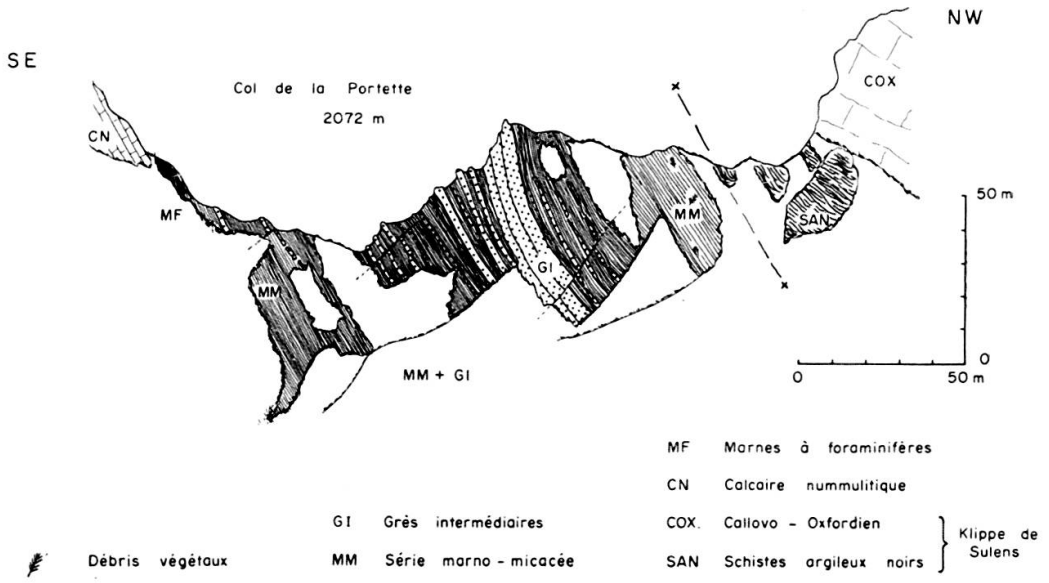


FIG. 6. — Les grès intermédiaires du col de la Portette vus depuis le NE.

Les GI ont une teneur de 1-40 % en éléments volcaniques A*; leur caractères lithologiques correspondent à ceux des GUH. Ils sont de teinte gris clair, légèrement verdâtres ou bleutés à l'état frais, gris moyens à foncés à l'état calcitisé, et gris jaunâtres lorsque affectés par l'altération atmosphérique.

La teneur en éléments volcaniques acides (porphyres quartzifères et dacites?) est un caractère typique pour les GI et les GTI. Cette teneur, de 2 % pour les GI et de 1,9 % pour les GTI, place ces derniers entre les GUH (3 %) et les GTT (0,3 %).

Les GI sont fortement cimentés par la calcite. Nous avons découvert un niveau de calcaire bréchique, d'environ un mètre d'épaisseur, dans une lentille tectonique de GI située près du Crêt Moret (1475 m).

La série des GI, au col de la Portette, a environ 130 m d'épaisseur. La figure 6 montre cet affleurement vu depuis le nord-est. La série a été fortement tectonisée par le passage de la klippe de Sulens. La roche, gris foncé, fortement calcitisée, est traversée par de nombreuses fissures (1-5 cm) remplies de calcite et de quartz (voir paragraphe 8.2.). Les éléments volcaniques A* des grauwackes sont écrasés comme beaucoup d'autres composants et les intercalations marneuses calcitisées sont indurées et montrent une forte schistosité oblique à la stratification (« schistes à débit en crayons »).

5.2.3. *Grès de Taveyanne intermédiaires*

Les meilleurs affleurements des GTI se trouvent entre 1100 m et 1600 m d'altitude dans le ravin du Nant Bruyant, ruisseau qui, du lieu dit « Sur les Frêtes », descend dans la vallée du Fier (planche 2; planche 3, profil GG). On peut également observer ces grès le long de la route, entre les Clefs et Manigod, et près du col de la Croix Fry (planche 2; planche 3, profil DD).

Les GTI ont une teneur en éléments volcaniques A* de 40-60%. Cette série est surtout formée de bancs massifs (50-100 cm) de grès à granulométrie moyenne (0,3-0,4 mm), montrant parfois un granoclassement distinct. Les intercalations de niveaux marneux et d'alternances de petits bancs (5-10 cm) de grès fins et de marnes sont ici moins épaisses et plus rares.

Le pourcentage en éléments volcaniques A* est assez élevé pour donner à ces grès une composante de couleur verte: les grauwackes sont, à l'état frais, gris moyens verdâtres, gris bleutés ou verts foncés. Les niveaux calcitisés sont noirs. La couleur d'altération météorique est vert jaunâtre, brun jaunâtre ou brun foncé. Cette altération pénètre profondément (10-100 cm) dans la roche. Lorsque ces roches contiennent des zéolites, elles prennent des teintes plus claires.

Les GTI sont généralement cimentés par un ciment clastique, moins souvent par de la calcite.

De plus ces grauwackes renferment des grains grossiers de quartz laiteux et des grains d'orthose facilement reconnaissables à l'œil nu. Tandis que la teneur en orthose des GTT est d'environ 1%, elle passe à 3% dans les GTI, ce qui rapproche ces derniers des GI, dans lesquels cette teneur est d'environ 4%. C'est là un critère de plus pour placer les GTI entre les GTT et les GUH.

Les GTI renferment parfois des galets andésitiques, des galets mous (fragments de marnes d'une taille de 1-10 mm), des pseudogalets (fragments de marnes avec un bord de grès calcitisé), plus rarement des débris charbonneux. La base et le sommet des bancs sont parfois calcitisés (3.2.1.). Les GTI ne s'observent jamais en place. Ils ont été entraînés vers le N et le NW lors du passage des unités préalpines. Ces grauwackes se sont probablement déposés dans la région actuellement occupée par la klippe de Sulens.

5.2.4. *Grès de Taveyanne typiques*

Les meilleurs affleurements se situent le long de l'arête reliant le col des Annes (1722 m) et le col de l'Oulette (1925 m) et au S de la Clusaz sur l'arête entre le Crêt du Merle (1497 m), le Crêt du Loup (1864 m) et l'Aiguille Verte (2322 m) (voir plache 2; planche 4, profils LL et SS). Les figures 7 et 8 montrent ces deux affleurements vus depuis le SE.

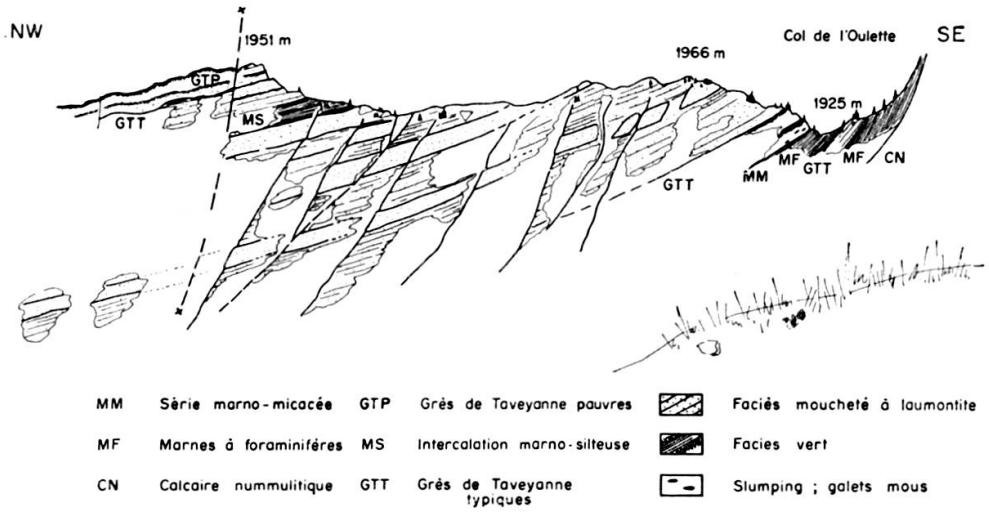


FIG. 7. — Les grès de Taveyanne au col de l'Oulette vus depuis le SE.

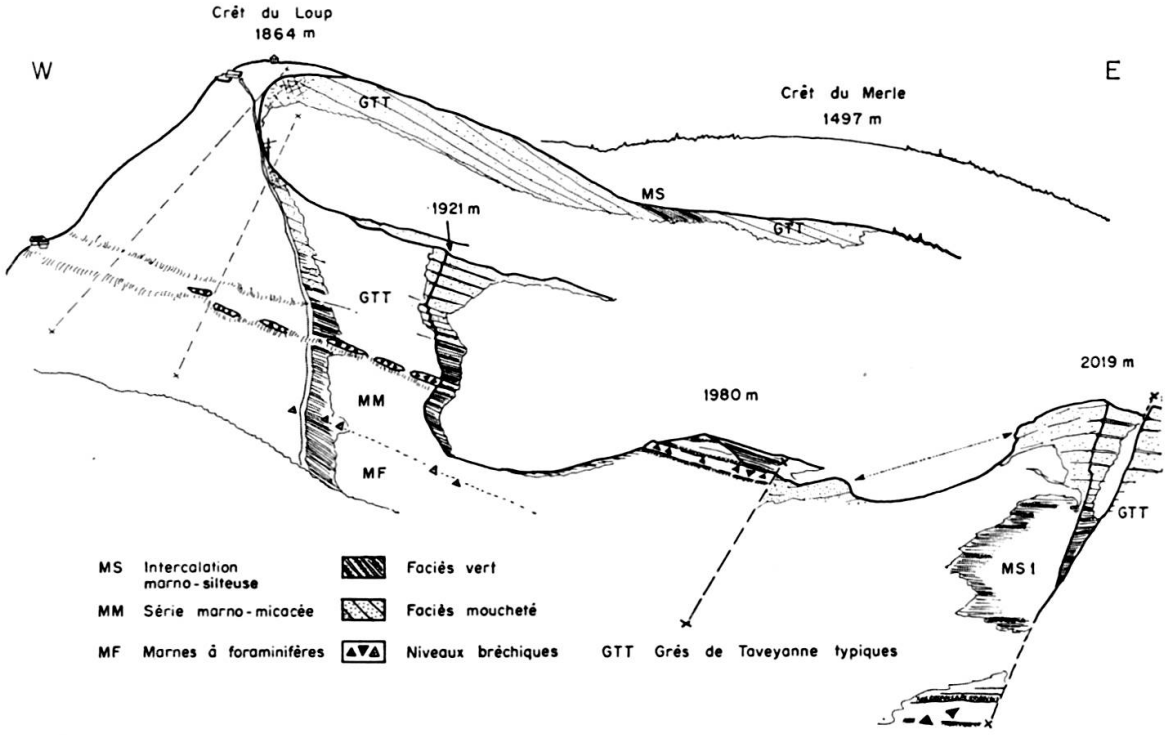


FIG. 8. — Les grès de Taveyanne au Crêt du Loup vus depuis le SE.

Les GTT sont riches en éléments volcaniques A* (> 60%; en moyenne 75%). Ils se présentent le plus souvent sous la forme de bancs gréseux massifs de 100 à 200 cm d'épaisseur, groupés pour former des barres épaisses de 10 à 20 m. Des horizons formés d'alternance de petits bancs gréseux fins avec des marnes sont rares et le plus souvent limités aux niveaux gréseux surmontant les brèches de base des GTT.

La couleur des GTT varie suivant le degré d'altération atmosphérique et suivant la teneur en zéolite (laumontite).

Cette altération atmosphérique agit, suivant la porosité, sur une épaisseur pouvant atteindre plusieurs mètres. Les grauwackes à grains moyens riches en laumontite sont les plus poreux et de ce fait les plus profondément altérés. La couleur des GTT à l'état frais est gris vert plus ou moins foncé, avec une légère nuance bleutée. Le développement de la laumontite se traduit par un passage à des teintes plus claires. Les niveaux gréseux fins, riches en laumontite, prennent une couleur blanc jaunâtre.

Dans les grès de Taveyanne « mouchetés » (GTT et GTI), la laumontite est le plus souvent répartie en taches d'un diamètre de 3-10 mm, d'où le qualitatif de « moucheté » donné à ce type de grauwackes. Les changements de couleurs liés à l'altération météorique sont dus essentiellement à l'oxydation des chlorites, des minéraux ferro-magnésiens et de la magnétite. La couleur passe de vert grisâtre à vert olive, à vert jaunâtre et à brun jaunâtre. Les niveaux calcitisés, gris foncés ou noirs, deviennent bruns foncés à l'état altéré.

Les GTT sont cimentés par un ciment essentiellement clastique; toutefois, dans les niveaux calcitisés, un ciment calcaire s'ajoute au ciment clastique. Dans les niveaux zéolitisés, la laumontite se développe aussi bien dans le ciment que dans les fragments d'andésites.

Ces grauwackes renferment par endroits des galets andésitiques, des galets mous, des pseudo-galets, des débris charbonneux; de plus, on y observe des marges de bancs calcitisés (7.2.1.).

Les GTT du versant N de la chaîne des Aravis sont en place, mais cela ne veut pas dire qu'ils ont échappé aux déformations tectoniques. Le long des failles transversales NW-SE des compartiments se sont déplacés les uns par rapport aux autres, ce qui rend difficile l'établissement d'une colonne stratigraphique.

Ainsi l'intercalation marno-silteuse de la coupe entre le Crêt du Loup et la cote 2019 m (fig. 8 et 9) ne correspond pas à une intercalation située au milieu de la série des GTT, comme le pensent CHAROLLAIS et ROSSET (1965), mais se trouve juste en-dessus de la brèche de base de ces grauwackes. Nous avons en effet mis en évidence à cet endroit une faille mettant en contact deux faciès métamorphiques: le faciès vert et le faciès moucheté.

Les niveaux bréchiques de base renferment des « galets andésitiques aberrants », des lentilles de la série des « marnes à foraminifères » remaniées (100 cm), des galets de calcaires sénoniens et, rarement, de petits galets de quartz ou d'une roche granitique. Des phénomènes de slumping ont été souvent observés.

Près du sommet des GTT apparaît une deuxième intercalation marno-silteuse (fig. 7 et 8).

L'épaisseur totale des GTT au col de l'Oulette est d'environ 350 m, ce qui est nettement inférieur à l'épaisseur maxima de la série des grès de Taveyanne (750 m, selon MARTINI, 1968, p. 567) entre Arve et Giffre. Cela peut provenir de deux causes:

1) d'une diminution générale de l'épaisseur originelle de cette formation en direction du SW (la disparition des GT au SW de notre région est en faveur de cette hypothèse);

2) du fait que les GT du synclinal de Thônes se trouvent dans une position plus externe que celle où, entre Arve et Giffre, ils atteignent leur maximum d'épaisseur. Les variations transversales d'épaisseurs sont en effet plus rapides que les variations latérales. Ainsi, la série des GTT affleurant sur le versant N des Aravis correspondrait à la série de Gers (350 m) de MARTINI, à laquelle elle ressemble d'ailleurs au point de vue pétrographique et lithologique.

5.2.5. *Les grès de Taveyanne pauvres*

Ces grauwackes affleurent le mieux sur la crête reliant le col des Annes (1722 m) et le col d'Oulette (1925 m) (planche 2; planche 4, profil SS; fig. 7).

Les GTP ont une teneur en éléments volcaniques A* et D* de 40-60%. Cette série, au col de l'Oulette, ne renferme, à la base, que quelques petites intercalations marneuses, alors que vers le haut on note une nette prédominance des marnes.

La limite supérieure avec le flysch à lentilles (voir 3.4. et 5.3.) reste mal définie. La partie inférieure des GTP gréseuse est épaisse d'environ 50 m.

Les GTP commencent à devenir polygéniques et de ce fait à ressembler aux GVI. Leur couleur, à l'état frais, est gris verdâtre ou gris foncé car ils sont le plus souvent fortement calcitisés. La couleur d'altération est vert olive foncé.

Les GTP, parfois de type moucheté à laumontite, renferment des « galets andésitiques », des galets mous, des pseudo-galets et des marges calcitisées.

5.2.6. *Les grès du val d'Illiez*

L'affleurement classique des GVI du synclinal de Thônes est situé au bord de la route reliant St. Jean de Sixt à La Clusaz, près du hameau « Les Lombardes » (986 m).

Les GVI renferment des éléments volcaniques A* et D* en quantité appréciable (1-40%).

Ces grauwackes s'intercalent dans la partie sommitale de l'épaisse série marno-micacée sous la forme d'importantes lentilles gréseuses. Ils débutent par un conglomérat de base. Leur couleur à l'état frais est gris clair à gris moyen. La couleur d'altération météorique est gris verdâtre, ces grauwackes ne contenant plus assez

d'éléments volcaniques pour devenir vert olive par altération. Ils sont très polygéniques. On distingue, à l'œil nu, des fragments andésitiques et diabasiques noirs et verts foncés et des fragments de radiolarite ou jaspe rouges, plus rarement verts, de calcaires gris clairs, de marnes noires, de roches granitiques, de grès et de débris de quartz, d'orthose, de plagioclase et de mica blanc.

Les mêmes éléments, en grains très fins, et surtout la calcite, constituent le ciment de ces grès.

Nous avons observé des fragments de la série « marnes à foraminifères » et de la série marno-micacée remaniés dont la taille va du petit fragment millimétrique à des lentilles de 50 cm.

L'épaisseur de la série autochtone à prédominance gréseuse, à l'E de St-Jean de Sixt, est d'environ 100 m. La partie supérieure des GVI n'est ici plus en place; en effet les grès ont été redressés, entraînés et tectonisés lors du passage des unités préalpines.

5.2.7. *Grès aberrants*

Nous décrirons ici deux types de grès dont la détermination exacte a été rendue impossible soit à cause de la calcitisation, soit à cause de la tectonisation, soit pour ces deux raisons qui, l'une et l'autre, affectent les éléments volcaniques A* et D*.

Le premier de ces types de grès forme de petits bancs gréseux fins présents dans la série marno-micacée. Nous les avons observés à environ 10-20 m au-dessous de la base conglomératique des GVI, affleurant au Bois de la Duche et dans le ruisseau le Patton, à l'W de La Clusaz, mais aussi dans la série marno-micacée du Grand-Bornand. Si ces grès ne se présentaient pas comme une série autochtone sûre dans le ruisseau le Patton, on pourrait hésiter à les attribuer aux lentilles des GI à cause de leur pauvreté en éléments volcaniques. Ces grès semblent être, dans la série marno-micacée, des précurseurs timides des GVI.

Le deuxième de ces types de grès est également très peu représenté. Macroscopiquement la ressemblance avec les GVI est grande. Ce sont les grauwackes polygéniques à granulométrie variable (grain moyen jusqu'à caractère microbréchique). Ils affleurent parfois au-dessus des GTP; par exemple, au NE, au S et au SW de la Clusaz et dans une grande lentille tectonique, au Bois de la Duche, à environ 20 m au-dessus des GTP.

La teneur en éléments volcaniques A* et D*, toujours voisine de 40 %, permet de classer ces grès soit dans les GVI riches en éléments volcaniques soit dans les GTP.

Le caractère surprenant de ce type de grauwacke tient à sa teneur en fragments de serpentinite inaltérée, fragments qui n'apparaissent normalement qu'au sommet de la série des GVI dans une position plus externe. L'apparition de débris de serpentinite pourrait être expliquée par des actions tectoniques qui auraient momenta-

nément permis à des roches plus profondes d'être soumises à l'érosion. Compte tenu de leur position stratigraphique et tectonique nous classons ces grauwackes soit dans les GVI riches soit dans les GTP.

5.3. Description de quelques séquences stratigraphiques et essai de corrélation

Toute corrélation entre les séries du flysch du synclinal de Thônes est rendue difficile par l'absence d'horizons repères. La succession et la corrélation des séries antérieures aux GTT (c'est-à-dire les GI et GTI) ne peuvent être établies approximativement que par l'étude pétrographique. Ces séries sont en effet fortement replissées et montrent des contacts anormaux. Par contre les séries des GTT, GTP et GVI sont encore souvent en place.

Nous avons rassemblé, dans la figure 9, une série de colonnes stratigraphiques à travers le synclinal de Thônes, relevées à la hauteur de la Clusaz selon un axe SE-NW (localisation, voir planche 1). Les colonnes I et II (GTT et GTP) sont situées sur le versant N de la chaîne des Aravis, les colonnes III, IV et V (GTT, GTP et GVI) se trouvent sur le versant S de l'anticlinal du Mont Durand, enfin les colonnes VI et VII (GVI) ont été relevées sur le versant S du massif des Bornes.

La série détritique débute au-dessus du calcaire nummulitique par des « marnes à foraminifères ». On rencontre ensuite l'épaisse formation marno-micacée dans laquelle sont intercalés les GTT, les GTP et les GVI. Une grande partie de cette série, sur le versant SE du massif des Bornes, semble représenter l'équivalent des GTT et des GTP du domaine des Aravis.

Sur le versant N de la chaîne des Aravis la série marneuse (marnes à foraminifères et série marno-micacée) se charge de quelques niveaux gréseux (de 2-3 m d'épaisseur) qui montrent à leur base des « galets andésitiques du type aberrant » (fragments andésitiques), des lambeaux marneux (premier niveau bréchique) ainsi que quelques niveaux charbonneux (2-3 cm). Nous avons souvent retrouvé ce niveau bréchique au passage de la série marneuse à la série gréseuse (GT et GVI).

Les bancs massifs des GTT débutent après une nouvelle petite intercalation marno-silteuse (fig. 9, I et II).

Les premiers bancs de grauwackes, encore intercalés dans la série marno-silteuse, sont riches en « galets andésitiques de type aberrant » (fragments andésitiques) et en fragments (atteignant jusqu'à 200 cm de longueur) de « marnes à foraminifères » (deuxième niveau bréchique). Ici nous n'avons que très rarement observé des galets de quartz ou de roches granitiques.

Au col de l'Oulette nous avons noté des marques de slumping dans beaucoup de bancs, ce qui permet d'expliquer la présence des grands lambeaux marneux dans les premières grauwackes de la série gréseuse constitués de petits bancs qui appartiennent toujours au faciès vert (fig. 9).

Au-dessus d'une épaisse série de grès mouchetés à laumontite, nous remarquons, peu avant le passage aux GTP, une nouvelle intercalation marno-silteuse. Enfin, reposant sur les GTP, sur les GTT et sur les GVI, nous avons un complexe chaotique de type wildflysch, décrit sous le nom de « flysch à lentilles » par CARON *et al.* (1967).

Après avoir discuté plusieurs hypothèses concernant l'origine de ce flysch à lentilles, ces auteurs arrivent à la conclusion « qu'aux Annes une klippe subbriançonnaise unique repose directement sur du wildflysch autochtone ». Ce flysch à

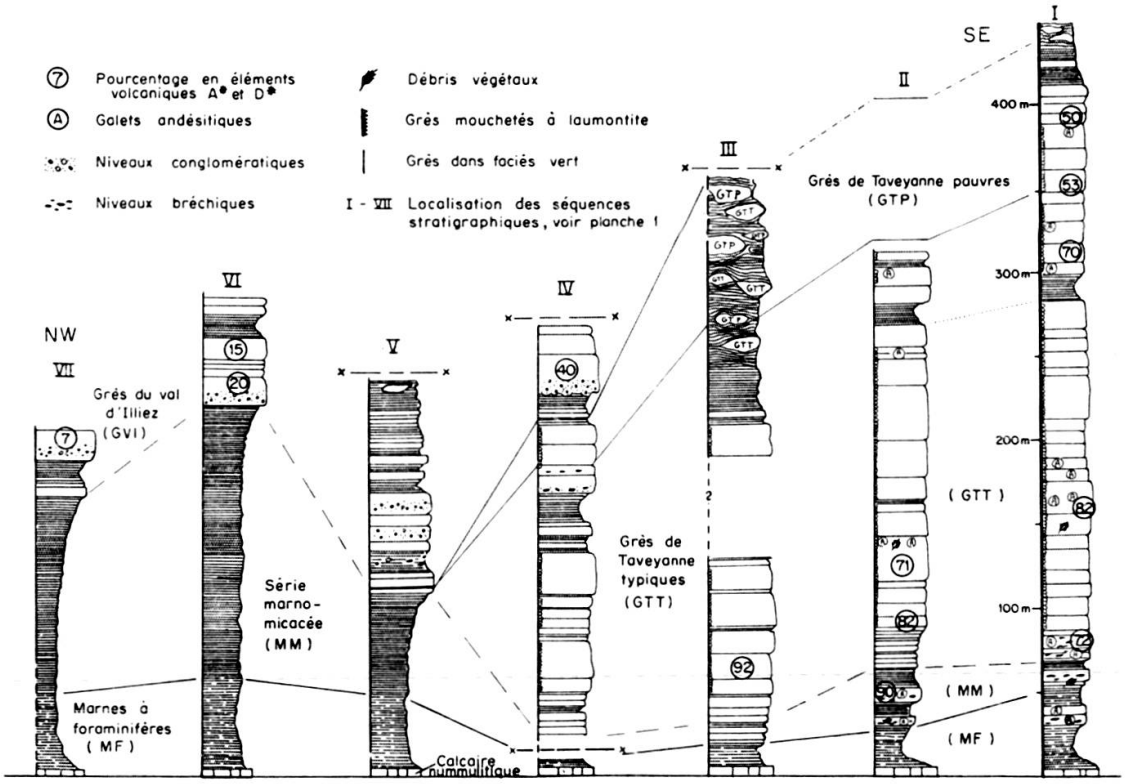


FIG. 9. — Essai de corrélation de quelques séquences stratigraphiques.

lentilles s'observe en maints endroits à la limite de la klippe des Annes et sous la partie ultrahelvétique de la Tête de Danay. Au plateau de Samance le « flysch à lentilles » souligne une discordance importante dans la série marno-micacée.

Dans les schistes gris foncé du « flysch à lentilles », marquant la fin de la série stratigraphique, s'intercalent des lentilles, de taille variable (du centimètre au décamètre) de calcaires du Crétacé moyen et supérieur, de GTT, de GTP et de GUH.

Sur le « flysch à lentilles » nous trouvons, en contact tectonique, comme on peut le voir au Bois de la Duche, les GVI en bancs massifs. Nous décrivons plus en détail le profil RR (planche 4) du Bois de la Duche car il est à l'origine d'hypothèses différentes.

Le sommet de la série des GTP, formé d'une alternance de bancs de grauwackes fins et de niveaux marneux, est ici fortement tectonisé; les bancs sont en effet replissés

et boudinés. Cette zone renferme une lentille énorme (15 m d'épaisseur) d'un grès aberrant (GVI) contenant beaucoup de fragments de serpentinite (voir 5.2.7.).

Sur les GTP déformés repose une épaisse série (environ 100 m) de flysch formée par une alternance de petits bancs de grauwackes fins calcitisés et de niveaux marneux rappelant parfois le flysch ultrahelvétique. Ces bancs apparaissent en position normale surtout, plus rarement en position inverse, ce qui démontre que cette série a subi des déformations tectoniques; ces dernières sont néanmoins moins

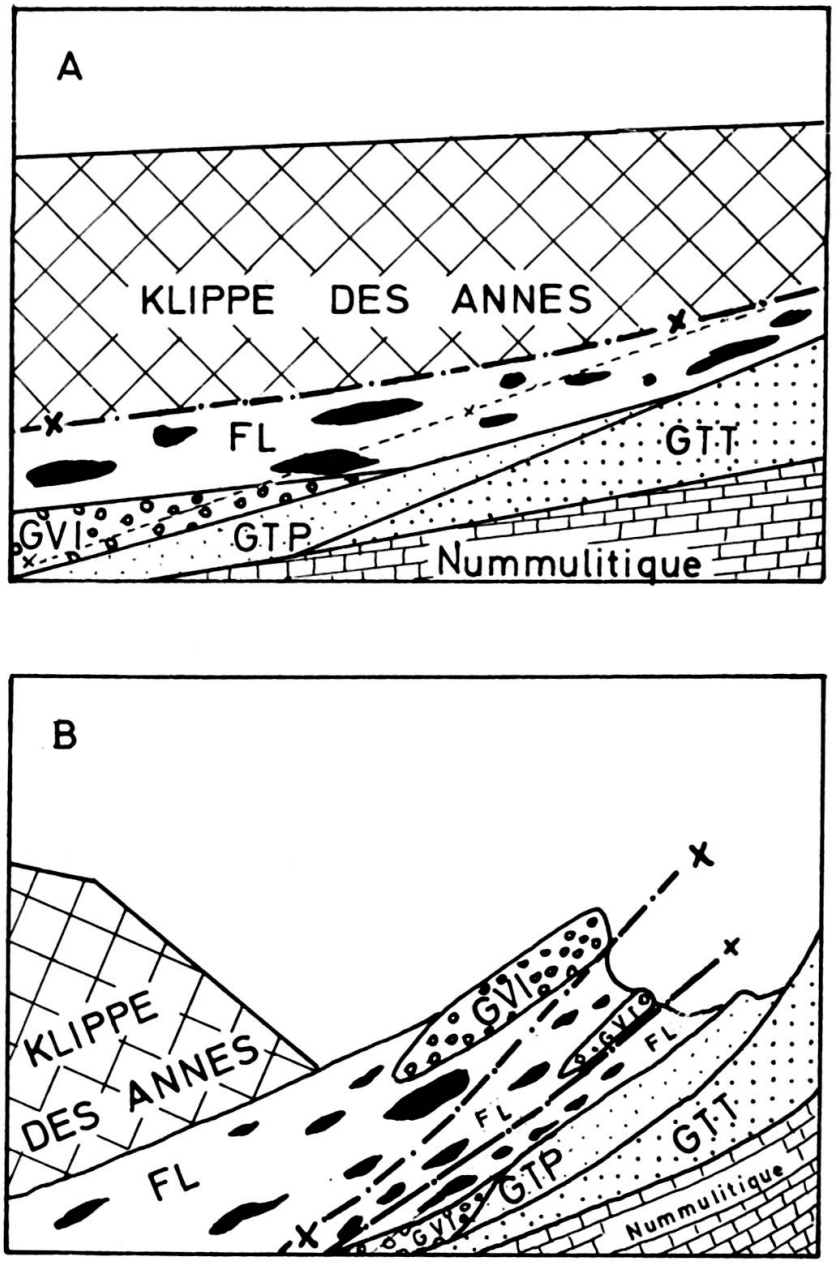


FIG. 10. — Situation tectonique des GVI du Bois de la Duche:

A) Situation avant le plissement du domaine helvétique;

B) Situation après le plissement du domaine helvétique.

intenses que celles ayant affecté le sommet de la série des GTP. Sur ce niveau repose le « flysch à lentilles » qui est surmonté, au-delà d'un contact tectonique important, par la série gréseuse des GVI.

L'étude pétrographique des niveaux gréseux des grauwackes (à cachet ultra-helvétique?) nous a montré qu'il s'agit d'un grès extrêmement pauvre en éléments volcaniques A* et D*. Nous n'avons reconnu que quelques petits fragments volcaniques A* ainsi que quelques débris, plus rares encore, qui pourraient appartenir au groupe D*. Dans ce dernier cas, il s'agit de petits fragments chloritiques (chloritites) et d'un fragment à structure arborescente fibroradiée.

Par analogie avec les lentilles de GI que l'on observe sous la klippe de Sulens, ces grès pourraient appartenir à une grande lentille de GI entraînée sous la klippe des Annes. Ils pourraient, suivant une seconde hypothèse, être rattachés aux niveaux gréseux très pauvres en éléments volcaniques que nous avons observés localement au-dessous du premier complexe gréseux massif des GVI (fig. 9, V et VII).

Nous penchons pour cette seconde hypothèse qui nous semble mieux correspondre aux observations géologiques et aux résultats pétrographiques. Nous pensons qu'après le passage de la « klippe des Annes » sur les GTT, sur les GTP et sur les GVI par l'intermédiaire d'un flysch à lentilles (wildflysch autochtone), le resserrement final du synclinal de Thônes s'est accompagné soit d'un charriage des GTT et des GTP sous les GVI et la « klippe des Annes », soit d'un rétrocharriage des GVI et de la klippe sur les GTT et les GTP (fig. 10).

Nous avons d'ailleurs observé des traces d'un rétrocharriage à d'autres endroits également (voir planche 3, profil GG et planche 4, profil RR).

5.4. Age des grès de Taveyanne

Les tentatives de datation du flysch nordhelvétique ont présenté de grandes difficultés à cause de la rareté de microfossiles et de fossiles dans ces séries. De plus, les microfossiles observés (très aimablement déterminés par Mademoiselle D. Decrouez) semblent tous être remaniés:

Orbitoididae (Orthophragmines: Discocyclina sp.; Asterocyclina sp.)
Globigerinidae
Rotaliidae (Rotalia sp.)
Nodosariidae (Lenticulina sp.)
Buliminidae
Miliolidae
Nummulitidae
Echinodermes
Spongiaires
Rhodophytes (Mélobesiées: Lithothammnium sp.)

Les résultats des recherches récentes ont déjà été discutés par MARTINI (1968). Tous ces auteurs partagent l'idée que l'âge du flysch nordhelvétique se situe entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur, période durant laquelle ont été également déposés tous les grès à éléments « andésitiques » de même type des Alpes et des Apenins (par exemple: les grès du Champsaur et les grès de Petrignacola).

En rappelant que le flysch représente un type de sédiment hétérochrone, nous nous bornerons à admettre cet intervalle de temps comme valable et nous laisserons aux micropaléontologues le soin de datations plus précises. En effet la découverte de pollens par R. JAN-DU-CHÊNE et G. GORIN dans plusieurs de nos échantillons promet d'apporter des précisions sur l'âge des GT du synclinal de Thônes.

Ajoutons que nous avons encore trouvé dans les GT quelques gastropodes indéterminables et une dent de requin, aimablement déterminée par G. de BEAUMONT. Il s'agit probablement d'une dent latérale supérieure d'un Isurus de petite taille. Ce requin est une forme pélagique connue depuis le Crétacé moyen jusqu'à aujourd'hui. Cette dent n'est probablement pas remaniée car elle présente des arêtes nettes.

6. RÉPARTITION ET STRUCTURE DES FLYSCHS

La répartition et la structure des différents types de flyschs du synclinal de Thônes est indiquée sur 2 cartes et 2 planches rassemblant 15 profils (planche 3 et 4). De ce fait nous ne donnerons ici qu'une description sommaire en ne faisant que soulever les problèmes et mentionner leurs solutions possibles. Dans sa partie médiane, le synclinal de Thônes est divisé longitudinalement, par l'anticlinal du Mont Durand, en deux synclinaux secondaires. La partie NE du synclinal de Thônes est occupée par la klippe subbriançonnaise des Annes et sa partie SW par la klippe de Sulens formée d'une unité inférieure ultrahelvétique et d'une unité supérieure subbriançonnaise (CARON, CHAROLLAIS et ROSSET, 1967). En outre, entre ces deux klippes importantes, à la tête du Danay, à 3 km au NE de la Clusaz, on note les restes d'une klippe ultrahelvétique.

La structure de la masse du flysch résulte des mouvements suivants, schématiquement esquissés: le flysch ultrahelvétique appartenant à la klippe du Sulens a été charrié sur les GI et les GT, qui eux-mêmes ont chevauché les GVI.

6.1. FLYSCH AUTOCHTONE

Les GTT du bord oriental du synclinal de Thônes (Aravis) appartiennent à la série autochtone tout comme d'ailleurs la petite relique de GI du Mont Charvin.

Les GVI et les GTP constituent les séries autochtones du bord occidental du synclinal (les Bornes, la Cha, la Tournette) et également la couverture autochtone de l'anticlinal du Mont Durand. C'est sur le flanc S de cet anticlinal que se fait le passage des GVI aux GTP.

6.2. Flysch allochtone

Le flysch allochtone comprend une partie des GTT, la plus grande partie des GI et des GTI et tout le flysch ultrahelvétique.

Lors de l'avance de la « klippe de Sulens » ce flysch a été décollé de son soubassement et poussé vers le N et le NW sur les GTP et les GVI. Finalement la klippe de Sulens a chevauché cet ensemble. A l'W de la Clusaz, on observe la suite de chevauchements successifs suivants en allant du S vers le N: le flysch ultrahelvétique (nappe inférieure de la klippe de Sulens) chevauche les GI et les GTI qui, à leur tour chevauchent les GTT. Ceux-ci, de leur côté, sont poussés sur les GTP et les GVI. Les GTI et les GTT forment des plis isoclinaux déversés vers le NW sur l'anticlinal du Mont Durand et sur le flanc oriental de la Tournelle (planche 3).

Enfin toutes les séries des flyschs, comme celles des klippes, ont été déformées ensemble lors du resserrement final du synclinal de Thônes. Ce resserrement a provoqué, par endroits, une sorte de rétrocharriage de petite envergure de la série autochtone (planche 4, profils SS et NN) et de la série allochtone (planche 3, profil GG).

6.3. Anticlinal du Mont Durand

L'anticlinal du Mont Durand pourrait correspondre à une ancienne structure oblique par rapport à la direction du synclinal de Thônes et continuerait, selon Rosset *et al.*, (1971), vers les Confins, le Bois des Ascets (les Plans) et le col de l'Oulette.

Cet anticlinal est accompagné, au NE (à 2 km à l'E de la Clusaz) et au SW (à 1 km au N du Mont Colomban), par de petits anticlinaux secondaires. Selon les auteurs mentionnés plus haut, l'anticlinal du Mont Durand aurait joué un rôle déterminant dans la répartition des grès à débris volcaniques.

A ce sujet et à titre de contribution, nous aimerions faire quelques remarques:

1) L'anticlinal du Mont Durand est, là où il est visible (entre le Mont Colomban et la Tête du Danay), parallèle à la direction générale du synclinal de Thônes.

2) La série des GTT du col de l'Oulette et celle du Crêt du Loup montrent une telle correspondance pétrographique et lithologique (fig. 9) qu'il est impensable qu'elles aient été séparées par un anticlinal pendant la sédimentation. Par conséquent l'anticlinal du Bois des Ascets ne correspond pas, selon nous, à la prolongation de l'anticlinal du Mont Durand comme indiqué par Rosset *et al.* (1971), mais plutôt à la prolongation d'un repli qui passe au Crêt du Merle (au S de la Clusaz), comme l'avait proposé Rosset (1957).

3) La présence de blocs de calcaires nummulitiques emballés dans la série des « marnes à foraminifères » et l'épaisseur légèrement réduite de la « série marno-micacée » indiquent que l'anticlinal du Mont Durand a été un haut-fond à l'époque du dépôt de ces séries. Pourtant, cet anticlinal n'a pas joué un rôle déterminant

sur la répartition des grès à éléments volcaniques et n'a pas véritablement séparé le domaine de sédimentation des GTT de celui des GVI puisqu'on trouve ces derniers sur les deux flancs de cet anticlinal. Enfin c'est le resserrement final post-oligocène du synclinal de Thônes qui a donné à cet anticlinal sa courbure actuelle.

6.4. Remarques

En sortant des limites de notre région, nous avons trouvé, d'une part des GI en position autochtone, au bord interne du synclinal de Thônes, au Mont Charvin et à la Dent de Cons, et d'autre part, nous avons observé des GVI dans la vallée d'Entrevernes (planche 1).

Si les GT se sont déposés dans cette région, ils ont dû se trouver entre ces deux endroits. En effet, en suivant, depuis Thônes, le premier niveau gréseux du flysch du versant oriental de la Tournette, on rencontre des grès toujours plus riches en éléments volcaniques. Ainsi on passe des GVI aux GTP et probablement aux GTT (planche 1). Au point 1381, à 1,5 km W de la Cropt, une partie de ces GTT semble être autochtone. Nous n'avons cependant pas trouvé de contact sédimentaire normal du fait de la tectonisation et des mauvaises conditions d'affleurement.

Près du village de Fontany, les grès sont des GI et appartiennent probablement à une lentille tectonique.

Ainsi le mode de distribution respectif et le pourcentage des éléments volcaniques A* et D* dans les grès autochtones met en évidence l'ancienne direction paléogéographique WSW-ENE. La direction actuelle SSW-NNE de la partie S du synclinal de Thônes est donc oblique par rapport aux anciennes structures.

7. MINÉRAUX DE NÉOFORMATION DANS LA ROCHE

Les minéraux formés après le dépôt du flysch helvétique seront décrits dans les chapitres 7 et 8. Il s'agit, ci-après, des minéraux formés dans la roche, typiques de la diagenèse et/ou du métamorphisme de faible intensité: zéolites, minéraux argileux et minéraux du « faciès spilitique ». Les minéraux de néoformation dans les zones broyées et dans les fissures seront décrits dans le chapitre 8.

Les GT du synclinal de Thônes présentent le faciès à laumontite (Sawatzki et Vuagnat, 1971), faciès qui selon les auteurs, est rattaché soit à la diagenèse soit au métamorphisme. Cette question sera traitée à la fin de chapitre (7.5.) en guise de conclusion.

7.1. Zéolites — (faciès a laumontite)

La zéolite principale des GT est la laumontite. La heulandite-clinoptilotite ne s'observe en petites quantités que dans la partie SW de la région (Sawatzki et Vuagnat, 1971).

Le développement de ces zéolites est dû à la surcharge des nappes ultrahelvétiques et penniques (« burial metamorphism »), peut-être aussi à une subduction du domaine helvétique; il précède le plissement de ce dernier (MARTINI, 1968).

Dans les GVI et les GI il n'y a pas de formation de zéolites. La pression partielle plus élevée de CO_2 a sans doute favorisé la formation d'une association argiles-carbonates.

La laumontite des GT a partiellement remplacé le verre volcanique, le plagioclase basique et le ciment argileux et calcitique. Le développement le plus spectaculaire de cette zéolite s'observe dans les « grès mouchetés » où ce minéral forme de petites taches d'environ 3 mm de diamètre, justifiant ainsi le qualitatif « moucheté » donné à ces grauwackes.

Les minéraux du faciès à laumontite ont été décrits en détail dans un travail récent (MARTINI, 1968) pour les GT de la région voisine entre Arve et Giffre et les conditions de leur formation ont été discutées. Le lecteur se reportera au travail précité.

Diverses hypothèses ont été formulées pour expliquer la formation des zéolites dans les conditions d'un métamorphisme d'enfouissement. Les réactions suivantes nous ont semblé les plus probables en ce qui concerne nos grauwackes à éléments volcaniques:

1) Dévitrification du verre volcanique (HAY, 1966)
verre volcanique + eau → montmorillonite
↓
verre volcanique + eau → heulandite-clinoptilotite

2) Transformation de la clinoptilotite (COOMBS, 1971)
clinoptilotite → heulandite + albite et/ou adulaire + quartz + eau

3) Deshydratation de la heulandite (WINKLER, 1967)
$CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 6H_2O \rightarrow CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O + 3SiO_2 + 2H_2O$
heulandite laumontite quartz eau

4) Réaction entre les minéraux argileux et carbonatés du ciment (MADSEN et MURATA, 1970)
13,5montmorillonite + 15calcite + 59eau → chlorite + 19,5laumontite + 25quartz + 15 dioxyde de carbone

5) Transformation de plagioclases basiques (MARTINI, 1968)
$NaAlSi_3O_8 CaAl_2Si_2O_8 + 2SiO_2 + 4H_2O \rightarrow CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O + NaAlSi_3O_8$
labrador quartz eau laumontite albite

Sous le microscope nous n'avons pu observer que la réaction 5. La formation de la laumontite autour des fragments schisteux (mud pebbles) situés au centre des pseudogalets (calcitisés!) pourrait s'effectuer selon la réaction 4.

La laumontite est accompagnée de restes de *heulandite-clinoptilotite* dans la partie SW du synclinal de Thônes. Par endroits la laumontite y devient très rare ou disparaît complètement.

On remarque ainsi un décroissement de l'intensité du métamorphisme vers le SW, ce qui est en accord avec les observations de MARTINI et VUAGNAT (1965). En effet ces deux auteurs ont constaté que le degré de métamorphisme du flysch nordhelvétique diminue en allant d'E (Suisse centrale) en W (Suisse occidentale et Haute-Savoie).

Un recouvrement partiel (« overlapping ») des différentes zones est très caractéristique du faciès à zéolites (COOMBS, 1971). Ceci peut être dû à une vitesse de réaction lente, à un non-équilibre des phases, à des pressions partielles différentes de H_2O et CO_2 et aux effets osmotiques (HAY, 1966). Ainsi la heulandite-clinoptilotite est préservée à des profondeurs de 8,7 km dans les sédiments triasiques de Taringatura en Nouvelle-Zélande (COOMBS *et al.* 1958), descendant ainsi environ 5 km en-dessous de la limite supérieure de la zone à laumontite.

Les conditions physiques de la cristallisation de la laumontite ne sont pas encore déterminées avec précision. Les expériences de laboratoire indiquent, pour *la limite inférieure du champ de stabilité* de ce minéral, une température d'environ 170°C à une pression de 2 kbar environ lorsque la pression partielle H_2O = pression totale (LIOU, 1971c). La température de 170°C est atteinte sous une surcharge de 5 km avec un gradient géothermique normal de 30°C/km et une température de surface de 20°C.

Cependant, si l'hypothèse d'une subduction de la région helvétique se confirme, le gradient géothermique sera plus bas, probablement autour de 20°C/km. Cette remarque sera valable par la suite pour toutes les considérations touchant aux conditions physiques.

Mais cette température sera beaucoup plus basse si la pression partielle de H_2O est inférieure à la pression totale — cas des roches perméables — et si le potentiel de H_2O est abaissé par la présence de produits en solution (COOMBS, 1971). Ainsi laumontite et quartz coexistent dans plusieurs gisements dont « la surcharge maximale se situe entre 1 à 2,6 km, suggérant des températures de 50° à 100°C » (HAY, 1966).

La limite supérieure du champ de stabilité correspond à la transformation de la laumontite en prehnite selon la réaction suivante:

6) Transformation de la laumontite en prehnite (WINKLER, 1967)

$$\underset{\text{laumontite}}{CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O} + \underset{\text{calcite}}{CaCO_3} \rightarrow \underset{\text{prehnite}}{CaAl_2Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{quartz}}{SiO_2}$$

RUSINOV (1965) in LIOU (1971d) suppose que cette réaction se produit à des températures supérieures à 200°C. La prehnite apparaît 10 km à l'E du synclinal de Thônes dans la région entre Arve et Giffre (MARTINI, 1968).

Une indication complémentaire concernant la limite supérieure du champ de stabilité de la laumontite ressort de la transformation de la laumontite en wairakite qui se produit, entre 240°-290°C et sous des pressions partielles de H_2O de 0,5 à 3 kbars (LIOU, 1971b, d), selon la réaction suivante:

7) Transformation de la laumontite en wairakite (LIOU, 1971b,d)

$$CaAl_2Si_4O_{12}.4H_2O \rightarrow CaAl_2Si_4O_{12}.2H_2O + 2H_2O$$

laumontite wairakite eau

L'absence de wairakite indique que le gradient géothermique n'a pas dépassé 35°C/km en Haute-Savoie.

7.2. ALBITE, CHLORITE, CALCITE — (« FACIÈS VERT »)

7.2.1. « *Faciès vert* », *définition et origine*

Le faciès vert typique a été défini et décrit par MARTINI (1968). Ce faciès est caractérisé par l'absence de silicates de chaux. Les minéraux principaux sont l'albite, la chlorite, le calcite et parfois la phengite. Ce faciès correspond au faciès à chlorite décrit par SEKI (1961) au Japon.

Tous les types de transition existent entre le « faciès vert » typique et les autres faciès (faciès à laumontite et faciès à pumpellyite — prehnite). Dans notre région le « faciès vert » typique n'apparaît que dans les GT les plus orientaux. Il existe en effet dans la partie SW du synclinal de Thônes des grauwackes qui ont une allure proche de celles du « faciès vert ». Ces roches contiennent cependant des plagioclases basiques peu ou pas albitisés, des minéraux ferro-magnésiens peu chloritisés et des micas détritiques peu altérés, des paillettes de biotite brune non chloritisées persistant occasionnellement.

Ainsi ces grauwackes à « faciès vert apparent » diffèrent de celles du faciès vert typique. Elles se situent entre ce dernier et la roche « fraîche ». Cela est plausible car, en allant d'E en W dans le synclinal de Thônes, on rencontre des grauwackes toujours plus « fraîches ».

MARTINI (1968) a expliqué la formation du « faciès vert » typique par des *actions tectoniques* (élévation de pression). Nous proposons une deuxième hypothèse, basée sur la relations étroite entre les faciès verts s.l. et les phénomènes de *calcitisation* précoce. Nous sommes néanmoins conscients que cette hypothèse n'explique pas tous les phénomènes observés.

Action tectonique

MARTINI (1968) avait observé « qu'une partie du « faciès vert » est manifestement en relation avec le passage des nappes préalpines ». Il émet l'hypothèse que l'arrivée massive des masses préalpines aurait provoqué une élévation plus rapide

de la pression que celle de la température, ce qui est classique pour le premier stade d'un métamorphisme d'enfouissement. « Les plagioclases calciques se décomposent seulement dans les secteurs où les grauwackes reçoivent un appoint supplémentaire d'énergie, soit là où l'action du charriage ultrahelvétique se fait sentir: c'est alors que se constitue le faciès vert » (MARTINI, 1968). C'est seulement après le réajustement (augmentation) de la température que la laumontite se serait formée dans la partie des grauwackes non transformés en « faciès vert ».

Le même auteur tend à expliquer d'une façon analogue l'existence d'un « faciès vert » dans les alternances de minces bancs de grauwackes avec des niveaux marneux en des endroits où les GT n'ont pas subi une forte action tectonique. Ces niveaux argileux auraient permis la transmission des mouvements tectoniques et ainsi créé des conditions favorables pour la formation du « faciès vert ».

Calcitisation

Nous avançons ci-après une autre hypothèse pour expliquer la formation du « faciès vert » dans les bancs minces. Cette hypothèse pourrait s'appliquer, par extension, aux bancs épais à proximité d'une nappe.

Beaucoup de séries de grès et de grauwackes montrent de minces bords intensément calcitisés et/ou des zones plus larges légèrement calcitisées aux limites inférieures et/ou supérieures des bancs.

Une filtration ionique de l'eau de compaction à la limite grès/marnes peut expliquer la présence des niveaux calcitisés liés aux intercalations marneuses à l'intérieur du banc et à son bord supérieur (WERNER, 1961 dans FÜCHTBAUER *et al.*, 1970), car l'eau de compaction se déplace de bas en haut dans un sédiment. Par contre, la cimentation faible et homogène de zones atteignant 1 à 2 m d'épaisseur aux bords inférieurs et supérieurs des bancs s'explique mieux par une diffusion ionique à partir des niveaux argileux dirigés vers les grès ou les grauwackes (FÜCHTBAUER *et al.*, 1970). Ce dernier processus a pu succéder au premier décrit plus haut.

Les zones à « faciès vert » montrent curieusement la même distribution que ces niveaux calcitisés (fig. 11). S'agit-il d'un hasard ou y a-t-il une liaison génétique?

Les bancs minces à grains fins, alternant avec des intercalations marneuses, présentent toujours le « faciès vert » et sont toujours calcitisés.

Par contre les bancs massifs, d'une granulométrie et d'une perméabilité plus grande, ne montrent des bords calcitisés (« faciès vert ») et des zones calcitisées (« faciès vert ») qu'aux endroits où ils touchent ou renferment un niveau marneux. Ailleurs les bancs massifs présentent le faciès à laumontite.

Nous pensons qu'une calcitisation précoce peut entraîner le développement d'un « faciès vert » caractérisé par l'absence de silicates de chaux secondaires. Une calcitisation réduit ou annule la perméabilité des grauwackes. La circulation des solutions interstitielles nécessaires à des transformations minéralogiques sera

empêchée, ou pour le moins rendue difficile. C'est précisément dans les bords calcitisés que les plagioclases ont échappé à l'albitisation et à la laumontitisation.

D'autre part, l'existence du « faciès vert » dans des roches avec une teneur élevée en calcite implique que la pression partielle de CO_2 devait être élevée, ce qui signifie que la chaux n'a pu se fixer dans des silicates de chaux, en particulier dans la laumontite.

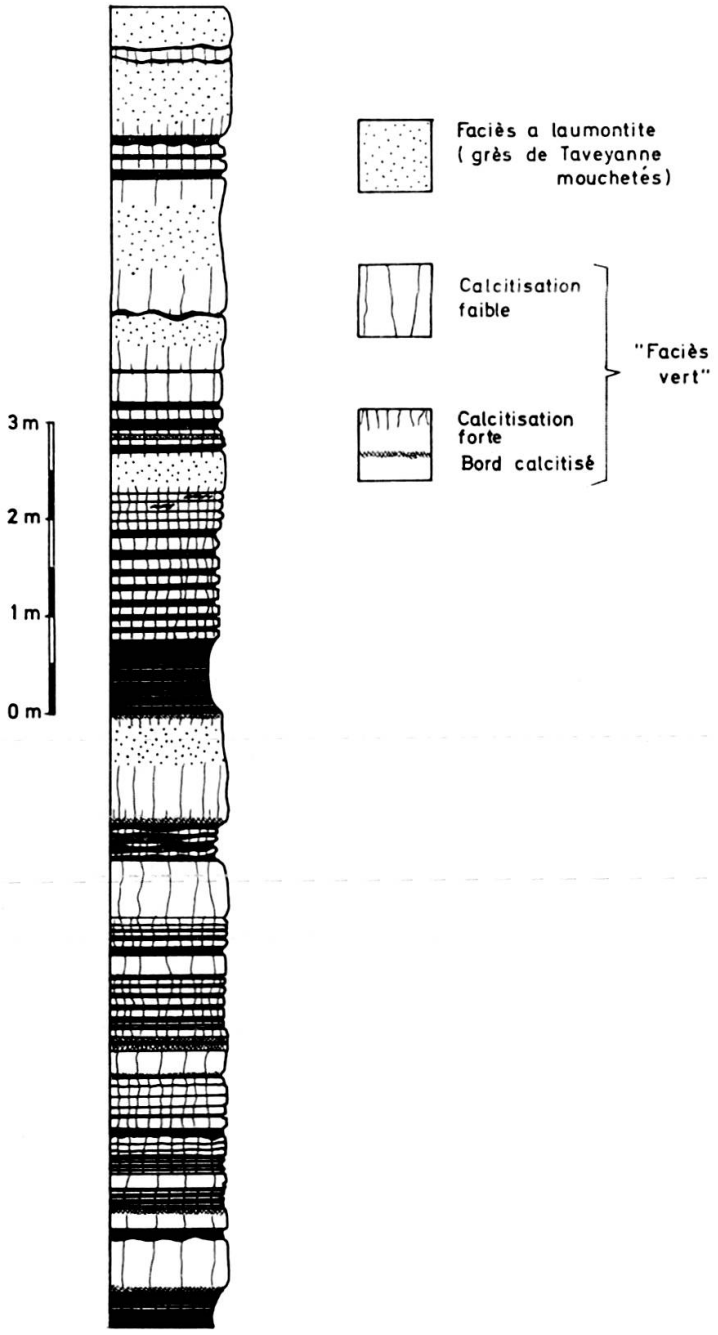


FIG. 11. — Relation entre le degré de la calcitisation et le développement du « faciès vert » et du faciès à laumontite.

Coupe entre le Crêt du Loup et le point 2019 m; voir figures 8 et 9.
Hauteur de la coupe: 13 m.

7.2.2. *Spilitisation*

Les phénomènes d'albitisation et de chloritisation ont été décrits par VUAGNAT (1952) et MARTINI (1968). Nous examinerons en complément si ces phénomènes se sont produits de la même manière et au même moment pour les andésites s.l. et pour les diabases s.l.

L'étude des niveaux intensément cimentés par de la calcite avant le métamorphisme du flysch nordhelvétique nous permet de trancher cette question.

Peu après la sédimentation des grauwackes, certaines zones préférentielles ont été cimentés par de la calcite. Cette cimentation a pu affecter soit des bancs entiers (GT et GVI) soit les marges de certains bancs (bords calcitisés des GT).

Ce ciment, détruisant la perméabilité des grauwackes, y empêchait les transformations minérales qui se produisaient dans les grauwackes non-calcitisées pendant le métamorphisme d'enfouissement dû à la surcharge des klippes. Ainsi les fragments de roches des niveaux fortement calcitisés ont conservé la composition minéralogique qu'ils avaient avant la dernière phase de métamorphisme, c'est-à-dire au moment de la calcitisation diagénétique des grauwackes du flysch.

Dans les *andésites* s.l. des zones calcitisées, les plagioclases ne sont pas albitisés, les minéraux ferro-magnésiens ne sont pas chloritisés. La spilitisation des andésites s.l. dans les niveaux non calcitisés des GT ne peut donc avoir eu lieu qu'après leur dépôt, c'est-à-dire par suite du « burial metamorphism » oligo-miocène du flysch nordhelvétique (MARTINI, 1968).

Par contre, la spilitisation des *diabases* s.l. (laves en coussins) doit résulter d'une phase de métamorphisme antérieure à leur arrivée, en galets, dans le flysch puisque ces fragments sont toujours albitisés et chloritisés quel que soit le niveau stratigraphique et le faciès métamorphique des GT et GVI dans lesquels ils se trouvent.

On pourrait éventuellement envisager que les diabases s.l. ont déjà été partiellement spilitisées soit pendant leur refroidissement comme cela a été postulé pour des basaltes albitisés permiens du NW de l'Allemagne (ECKHARDT, 1971) ou, plus probablement, dans l'écorce océanique par suite d'un métamorphisme précoce (CANN, 1969). Cependant nous pensons qu'un tel processus n'aurait atteint qu'une partie des diabases. Leur spilitisation complète correspond plutôt à une première phase de métamorphisme alpin (crétacé supérieur?) antérieure à leur érosion et leur dépôt dans le flysch nordhelvétique et donc antérieure au métamorphisme d'enfouissement du domaine helvétique.

Cette hypothèse est confirmée par la présence dans les diabases s.l. des GVI de pumpellyite, épidote et actinote-trémolite qui ne peuvent provenir que d'un métamorphisme antérieur à l'Oligocène (3.6.). En effet ces minéraux nécessitent pour leur formation des conditions de température et de pression plus élevées que celles réalisées dans les GVI.

7.3. Quartz et minéraux accessoires (faciès a laumontite et « faciès vert »)

Les minéraux de néoformation des GT et des GVI autres que l'albite, la chlorite et les zéolites sont le quartz, le sphène, l'épidote, la magnétite et la phengite.

7.3.1. *Quartz*

Le quartz a participé aux réactions minéralogiques, ce qui se manifeste sous le microscope par des auréoles d'accroissement autour des grains de quartz détritiques et par des inclusions d'autres minéraux détritiques et du ciment chloritique dans du quartz authigène. Une partie des petites plages « dentritiques » de quartz est certainement formée de quartz authigène.

Les phénomènes qui viennent d'être décrits s'observent dans les GVI et les GT. Dans ces derniers ils diffèrent suivant le « faciès métamorphique ». Ainsi le quartz authigène est moins fréquent dans le faciès à laumontite typique que dans le faciès vert. Il est également moins fréquent dans les GT les moins « métamorphiques » qui renferment très peu de laumontite à côté des restes de heulandite-clinoptilotite.

Le quartz passe en solution (« intrastratal solution ») et recristallise déjà aux premiers stades de la diagenèse (« initial epigenesis » de Kossovskaya et Shutov, 1970).

Plusieurs processus ont pu libérer du quartz dans les GT et les GVI:

1) Dévitrification du verre volcanique dans des sédiments marins (Hay, 1966).

2) « Intrastratal solution » (Kossovskaya et Shutov, 1970).

3) Altération de l'orthose.

$$4KAlSi_3O_8 + 4H_2O = Al_4(OH)_8Si_4O_{10} + 2K_2O + 8SiO_2$$

orthose eau kaolinite oxyde de potassium silice

4) Mise en solution par pression du quartz au contact de micas ou de minéraux argileux (Füchtbauer *et al.*, 1970).

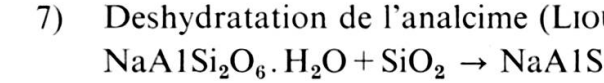
Une libération supplémentaire de quartz se produit dans les GT par les réactions suivantes:

5) Formation de zéolites (7.1.).

6) Transformation de laumontite en prehnite (Winkler, 1967), (voir 7.1. réaction 6). Dans notre région, la surcharge n'était pas assez élevée pour que cette dernière réaction (6) se réalise (7.1.).

Les réactions minéralogiques consommant du quartz sont les suivantes:

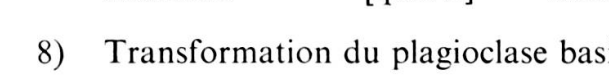
7) Deshydratation de l'analcime (LIOU, 1971a).



$$NaAlSi_2O_6 . H_2O + SiO_2 \rightarrow NaAlSi_3O_8 + H_2O$$

analcime [quartz] albite eau

8) Transformation du plagioclase basique en albite et laumontite (MARTINI, 1968).



$$NaAlSi_3O_8 . CaAl_2Si_2O_4 + 2SiO_2 + 4H_2O \rightarrow NaAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_4O_{12} . 4H_2O$$

labrador quartz eau albite laumontite

Nous n'avons jamais pu identifier l'analcime. Si ce minéral existait antérieurement dans les GT il a été complètement transformé en albite, ce qui est très probable. L'équilibre de la réaction (7), en effet, est stable aux environs de 200°C et 2 kbars, mais certains auteurs ont fait remarquer (HAY, 1966) « que dans des milieux naturels, la salinité élevée des solutions, la présence de silice amorphe ou d'un cristal mixte tel que le plagioclase ou encore d'une structure ordonnée de l'albite déterminerait une déshydration à beaucoup plus basses températures. Pour ces raisons l'albite peut, dans certaines roches, être stable à une température aussi basse que 25°C. »

Cette hypothèse a trouvé récemment confirmation partielle lors de l'étude du « Niigata Oil Field » au Japon (IIJIMA et UTADA, 1971). Dans ce champ l'albite se forme déjà à une profondeur de 4 km (1,3 kbars) correspondant à une température de 120°C à partir d'analcime et de plagioclase primaire (oligoclase-andésine). Ainsi peut s'expliquer l'absence d'analcime dans les grauwackes qui contiennent encore des restes de heulandite-clinoptilotite.

La transformation du plagioclase basique en albite et laumontite (réaction 8) est caractéristique du faciès à laumontite. La formation d'une molécule d'albite exige deux molécules de quartz. Ainsi s'explique le fait que le quartz authigène est moins fréquent dans les roches à laumontite.

7.3.2. *Minéraux accessoires*

Des minéraux de titane, de la magnétite, de la pyrite et de l'épidote se forment déjà aux premiers stades de la diagenèse (KOSSOVSKAYA et SHUTOV, 1970). Dans les GT et les GVI du synclinal de Thônes, sphène et magnétite sont très fréquents. La pyrite abonde localement alors que l'épidote n'apparaît que rarement. Le développement d'orthose authigène a été observé par MARTINI (1968).

Les plagioclases albitisés et séricitisés ont été étudiés à l'aide de la microsonde électronique de l'Université de Genève. La présence, à côté de K, de Mg et de Fe dans les paillettes de mica indique une phengitisation. Toutefois, vu le faible degré de substitution de ces deux derniers éléments, nous ne parlerons que d'une séricite phengitique, d'autant plus que l'extrême finesse de ces phyllosilicates n'autorise pas de mesures quantitatives précises.

7.4. Argiles (faciès a laumontite et « faciès vert »)

7.4.1. *Introduction*

Depuis les années soixante, les travaux de Weaver, Kübler et Dunoyer de Segonzac ont montré que l'étude des minéraux argileux permet d'évaluer l'intensité de la diagenèse et du métamorphisme.

La méthode la plus prometteuse, utilisée avec succès depuis plusieurs années, est la mesure de *la cristallinité de l'illite d'après KÜBLER (1966)*. Malheureusement, cette dernière méthode n'est pas applicable aux grauwackes et schistes des GT et des GVI. Nos roches sont trop pauvres en potassium et trop riches en magnésium pour que les micas de néoformation soient stables lorsqu'elles évoluent. « Avec l'augmentation des transformations dues à l'augmentation de la température et éventuellement des pressions, le matériel micacé fin est en déséquilibre. Il se dégrade. Le pic à 10 Å s'élargit par suite de la présence de couches interstratifiées gonflantes. Lorsque ces séries sont à proximité de la zone anchimétamorphique, il apparaît des interstratifiés réguliers comme du reste dans les séries charbonneuses, mais ces interstratifiés ont une base de feuillets chloritiques auxquels se superposent des feuillets gonflants. Il s'agit là de « corrensite » (Kübler, 1973a).

Une deuxième méthode, que nous avons utilisée, consiste en l'étude des *associations de minéraux argileux*. Certaines associations sont caractéristiques de conditions de pression et température déterminées.

7.4.2. *Description et distribution des minéraux argileux*

Dans le flysch à éléments volcaniques du synclinal de Thônes, les minéraux argileux suivants sont présents: illite, chlorite, corrensite, chlorite gonflante, interstratifié illite/smectite et vraisemblablement des reliques de smectite.

Illite — Une grande proportion des muscovites ou illites est d'origine détritique, en particulier dans la série marno-micacée. Cependant de petits développements d'illite (phengite?) de néoformation s'observent dans les plagioclases des andésites.

Interstratifié illite/smectite et smectite — Les roches de la zone de transition entre le faciès à laumontite typique et le faciès à heulandite renferment un minéral argileux qui, par diffraction aux rayons X, montre les distances d(001) suivantes, mal définies:

échantillon	séché à l'air	bande de 10 à 13 Å
»	saturé à l'éthylène-glycol	12 à 14 Å (et 17 Å ?)
»	chauffé à 500°C	10 Å

Il s'agit d'un interstratifié illite/smectite. La raie à 17 Å après traitement à l'éthylène-glycol indique probablement la présence de reliques de smectite.

Chlorite — Une chlorite à 14 Å se retrouve dans tous les échantillons de flysch, quoique souvent en très petites quantités. Une partie de cette chlorite est sûrement d'origine détritique. Les diabases et une partie des andésites ont été chloritisées avant leur arrivée dans le flysch nordhelvétique.

Corrensite — Ce minéral a déjà été signalé dans les GT par KÜBLER (1969). Selon cet auteur, il s'agit d'un interstratifié régulier chlorite/chlorite gonflante. La corrensite est caractérisée par une surstructure à 28-29 Å qui se déplace après saturation à l'éthylène-glycol à 31 Å.

La corrensite du synclinal de Thônes présente les distances réticulaires de d(001) suivantes:

échantillon séché à l'air	(001) 28	à 29,5 Å
	(002) 14	à 14,5 Å
» saturé à l'éthylène-glycol	(001) 30	à 31,5 Å
	(002) 15,2	à 15,5 Å
» chauffé à 500°C pendant une heure	(001) 24)	Å
	(002) 11,8	à 12,2 Å

Ces valeurs correspondraient à celles de l'interstratifié chlorite/montmorillonite de VIVALDI et MACEWANS (1960). Cependant des recherches récentes ont confirmé les résultats des travaux de KÜBLER (1973) qui propose un interstratifié chlorite/chlorite gonflante, dont la succession des couches peut être décrite comme suit (KÜBLER, 1973a):

talc — brucite — talc — cations échangeables et eau d'hydratation

Chlorite gonflante — Corrensite et chlorite sont souvent accompagnées d'une chlorite légèrement gonflante à l'éthylène glycol de 14 Å à 14,5 -14,7 Å. Il pourrait s'agir d'un « swelling chlorite » ou d'un « labile chlorite » dans le sens de VIVALDI et MACEWANS (1960). D'après KÜBLER (1973b), il s'agit d'un stade précédant celui de la corrensite; cet auteur propose de le nommer « *pré-corrensite* ».

La distribution des minéraux argileux dans les différentes roches et faciès métamorphiques est indiquée dans la table 4:

TABLE 4

Distribution des minéraux argileux dans les roches et faciès différents du synclinal de Thônes.

SYNCLINAL DE THONES		
Niveaux stratigraphiques et faciès métamorphiques	Partie SW	Partie NE
— « Marnes à foraminifères »	(illite), (chlorite), chlorite gonflante, (smectite)	(illite), chlorite
— Série marno-micacée intercalée dans GT	*illite*, (chlorite), chlorite gonflante, (smectite)	*illite*, chlorite
— Série marno-micacée intercalée dans GVI	*illite*, chlorite, corrensite, (smectite)	*illite*, chlorite
— GT dans le faciès à laumontite typique		(illite), (chlorite), *corrensite*, (chlorite gonflante)
— GT dans la zone de transition entre faciès à laumontite et f. à heulandite	(illite), (chlorite), *corrensite*, +chlorite gonflante, (smectite)	
— GT dans le « faciès vert » typique		(illite), chlorite, chlorite gonflante
— GT dans le « faciès vert » à 2 plagioclases	(illite), chlorite, corrensite +chlorite gonflante	
— GVI (dans le « faciès vert »)	illite, chlorite, *corrensite*	

7.4.3. *Formation de la corrensite*

Les conditions physiques de la formation de la corrensite ne sont pas encore bien connues. A Niigata, la corrensite apparaît à partir d'une profondeur de 3000 m, correspondant à une pression de 1 kbar et à 95°C environ. Ce minéral est encore stable à 5000 m ce qui correspond à environ 1,5 kbar et 148°C (IIJIMA et UTADA, 1971).

KÜBLER (1973a) conclut de son côté, après une revue des travaux existants, que la température d'apparition de la corrensite, dans l'évolution diagénétique normale, est de l'ordre de 100° C dans les séries pyroclastiques.

D'après BURST (1969, dans FÜCHTBAUER *et al.*, 1970) la montmorillonite se déshydrate à 95°-110° C, indépendemment de la profondeur.

La présence de l'interstratifié illicite/smectite et de reliques de smectite dans la partie SW de notre région indique que la température n'y a dépassé 110° C que de peu. Avec un gradient géothermique normal de 30° C/km, à une température superficielle de 20° C, on arrive à une surcharge de 3000 m, correspondant à une pression de 1 kbar; avec un gradient géothermique de 20° C/km (7.1.) on arriverait respectivement à une profondeur de 4500 m et 1,5 kbar.

D'après KÜBLER (1973b) l'apparition de la corrensite marque la disparition des smectites. En effet à Niigata la « montmorillonite » se transforme graduellement en chlorite en passant par une corrensite ou une « swelling chlorite » (IIJIMA et UTADA, 1971). La corrensite du synclinal de Thônes semble également se former à partir d'une « montmorillonite » comme en témoignent l'interstratifié illite/smectite et les reliques de smectite. Cette hypothèse est étayée par la présence de « montmorillonite » et kaolinite (9.2.2.) dans les galets d'andésites des conglomérats de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes, France) (ALSAC *et al.* 1969).

Ces andésites proviennent sans doute des mêmes manifestations volcaniques que celles du flysch nordhelvétique et dauphinois (ALSAC *et al.*, 1969).

Il existe une covariance étroite entre la corrensite et la laumontite *dans les GT* (KÜBLER, 1973b). Corrensite et laumontite manquent dans le « faciès vert » typique, par contre, elles sont bien représentées dans le faciès à laumontite (table 4). Leur formation semble influencée par la perméabilité de la roche. Les deux minéraux sont en effet mieux développés dans les niveaux gréseux que dans les niveaux fins (fig. 11.) où la perméabilité est plus réduite, surtout si, comme c'est généralement le cas, ces niveaux sont calcitisés. Dans les roches du « faciès vert » typique, la perméabilité est aussi réduite par le développement important de calcite (7.2.1.).

Dans les GVI la corrensite apparaît également de préférence dans les niveaux gréseux, plus riches en éléments volcaniques, plutôt que dans les niveaux fins, moins perméables. L'absence de laumontite dans les GVI peut s'expliquer de deux façons:

1) La pression partielle de CO_2 élevée à empêché la cristallisation de la laumontite. Par contre, la formation de la corrensite n'était que peu influencée par le CO_2 (KÜBLER, 1973a).

2) Les températures et les pressions dans les GVI n'étaient pas assez élevées pour permettre la formation de la laumontite. Elles permettaient déjà, par contre, la cristallisation de la corrensite. Notons, en faveur de cette hypothèse, que dans le champ de pétrole de Niigata, la corrensite est associée pro parte à l'analcime (IIJIMA et UTADA, 1971). C'est probablement aussi pour cette raison que les galets andésitiques peu calcitisés des conglomérats des GVI contiennent de la corrensite mais pas de laumontite.

La covariance positive étroite entre laumontite et corrensite indique une formation commune de ces deux minéraux. Ils se sont développés dans le flysch nord-

helvétique après l'augmentation de la température et de la pression due à la surcharge des nappes préalpines.

7.4.4. *Chloritisation des micas détritiques*

La chloritisation des micas détritiques, en particulier de la biotite, s'est produite *in situ* dans les grauwackes du flysch. On y observe en effet des biotites encore inaltérées; cependant la plus grande partie de ces minéraux se sont transformés en chlorite, en oxyde de titane et en un phyllosilicate incolore à jaunâtre (illite, vermiculite ?). Très souvent, on observe un gonflement caractéristique, créant un vide sous forme de fuseaux parallèles à (001); ce vide a été occupé ensuite par de la calcite, du quartz ou de la laumontite.

La destruction des micas a libéré du bore qui a migré dans la roche et s'est fixé dans la *datolite*. Ce minéral a cristallisé dans des veines (8.2.1.) et dans les noyaux marneux des pseudogalets (MARTINI, 1968).

7.5. INTENSITÉ DE LA DIAGENÈSE OU DU MÉTAMORPHISME

Dans ce paragraphe nous passerons en revue les résultats obtenus par les différentes méthodes appliquées et nous essayerons de placer nos roches dans les zonéographies actuelles de la diagenèse ou du métamorphisme. Nous utiliserons les critères suivants:

1) nature des zéolites,
2) association des minéraux argileux,
3) cristallinité de l'illite,
4) changement de texture des grauwackes,
5) densité des marnes.

Parmi ces critères nous considérons que la nature des zéolites et des minéraux argileux occupent une place privilégiée; les autres ont un caractère plus accessoire.

La limite entre la diagenèse et le métamorphisme est fixée arbitrairement. Elle varie considérablement selon les auteurs. Afin de simplifier, nous parlerons toujours de l'intensité du métamorphisme.

1) *Zéolites*

Les roches de la région étudiée appartiennent au faciès à laumontite typique. Dans la partie SW de cette région subsistent des reliques de heulandite-clinoptilolite.

Les conditions physiques de la formation des zéolites commencent à être mieux connues. La laumontite cristalline au laboratoire à 170° C et 2 kbar environ (LIOU, 1971c). La température et la pression déterminées au laboratoire sont toujours plus élevées que celles observées dans la nature. HAY (1966) mentionne la présence de laumontite dans plusieurs gisements pour lesquels la surcharge maximale se

situe entre 1 à 2,6 km, suggérant des températures de l'ordre de 50° à 100° C. L'auteur ne précise pas s'il s'agit de la surcharge maximale actuelle ou de la surcharge maximale totale. Ces données nous conduisent à admettre que la limite inférieure de la température dans notre région se situait vraisemblablement autour de 100° C correspondant à une profondeur de 2,7 km et une pression de 1 kbar environ si on admet un gradient géothermique « normal » de 30° C/km et une température superficielle de 20° C. Dans ces conditions apparaît également la corrensite. La présence de heulandite-clinoptilolite n'indique pas de températures ou de pressions précises, puisque ce minéral peut persister très bas dans la zone du faciès à laumontite (7.1.).

Il serait également intéressant de connaître la température et la pression maximales réalisées dans la région étudiée. La transformation de la laumontite en prehnite s'effectue peu au-dessus de 200° C. (RUSINOV, 1965 in LIOU, 1971d), ce qui correspond, en prenant un gradient géothermique « normal » et une température superficielle de 20° C, à une profondeur de 6 km et une pression de 2 kbar environ. Plus à l'E, entre Arve et Giffre, ces conditions sont réalisées; le degré de métamorphisme est légèrement plus élevé et la prehnite y est associée à la laumontite.

2) *Association des minéraux argileux*

Une corrélation entre les faciès minéraux (zéolites, argiles), la cristallinité de l'illite et la température a été proposée par KÜBLER (1973b). Nous retenons ici seulement les propositions concernant les volcanites (table 5).

TABLE 5

Corrélation entre faciès à zéolites et faciès à argiles d'après KÜBLER (1973b)

ZONES	ZEOLITES	ARGILES
DIAGENESE	clinoptilolite	smectite
	analcime	smectite et interstratifié irrégulier
	laumontite	corrensite
ANCHI-	pumpellyite-prehnite	chlorite
EPI-	albite, épidote, amphibole, chlorite, mica, chloritoïde: (faciès schiste vert)	

Le flysch du synclinal de Thônes renfermant laumontite et/ou corrensite se trouve donc dans la zone de la diagenèse profonde de cet auteur. La partie SW du synclinal, qui est la partie la moins métamorphique, se situerait à la limite de la diagenèse profonde et la diagenèse moyenne. En effet, dans cette région des restes de heulandite-clinoptilolite (7.1.) et d'un interstratifié illite/smectite persistent (7.4.2.).

La corrensite peut se former au-dessus d'une température de 100° C ce qui correspond à une profondeur de 3000 m et à une pression de 1 kbar environ (IIJIMA et UTADE, 1971). Dans les conditions du faciès à pumpellyite-prehnite, la corrensite se transforme en chlorite.

3) *Cristallinité de l'illite*

Cette méthode n'est pas applicable directement au flysch helvétique (7.4.1.). Cependant l'étude des séries sous-jacentes au flysch (par exemple: calcaire sénonien, calcaire nummulitique) a fourni des informations intéressantes. D'après KÜBLER (1973b) l'indice de cristallinité reste dans toutes ces séries supérieur à 0,42° 2Θ Cu K_α. Ainsi appartiennent-elles à la zone de diagenèse définie par cet auteur.

4) *Changement de texture des grauwackes*

Les grauwackes du synclinal de Thônes appartiennent à la « zone of altered argillaceous cement and authigenic quartz cement » typique de la diagenèse profonde de KOSSOVSKAYA et SHUTOV (1970). Les grains de quartz montrent des lisérés d'accroissement (7.3.1.) et la matrice argileuse (« corrensite ») résulte de la transformation des minéraux détritiques (7.4.).

5) *Densité des marnes*

La densité d'un sédiment dépend de sa composition minéralogique et de sa compaction.

Les compositions minéralogiques des niveaux marneux intercalés dans les différents grès de notre région tendent à être semblables (2.2.1.). Ainsi l'influence de leur composition devient très faible et peut être négligée.

La densité moyenne des marnes dans la zone du faciès à laumontite typique (GT: d = 2,63 g/cm³ et GVI: d = 2,62 g/cm³) est sensiblement plus élevée que celle de la zone de transition entre le faciès à laumontite typique et le faciès à heulandite (GT: d = 2,55 g/cm³ et GVI: d = 2,53 g/cm³), ce qui indique une diminution de l'intensité du métamorphisme vers le SW.

La comparaison de nos valeurs avec celles obtenues par FREY (1970) dans les marnes de composition semblable du Jurassique de la Suisse orientale nous permet de dire que le degré du métamorphisme de nos roches se situe entre celui des séries non métamorphique du Jura tabulaire (d = 2,49 g/cm³) et celui des roches anchimétamorphiques des nappes helvétiques de Glaris (d = 2,75 g/cm³). Cela confirme les résultats obtenus par les autres méthodes.

TABLE 6

Comparaisons entre les paragenèses de Taringatura (Nouvelle-Zélande) et celles des Alpes occidentales

	TARINGATURA			ALPES OCCIDENTALES		
	—			Synclinal de Thônes — Région entre Arve et Giffre		
Faciès métamorphique	faciès à zéolites		faciès à pumpellyite-prehnite	faciès à zéolites		faciès à pumpellyite-prehnite
	heulandite analcime	laumontite		laumontite + (heulandite)	laumontite	
heulandite	———			— — — —		
analcime	———					
laumontite		———		— — —	———	
céladonite *	———	———				
corrensite				———	———	
« montmorillonite »	———	———		——— —		
mixed layer illite/smectite				— —		
séricite (phengite)					— — — —	— — — —
chlorite		— ———	———		— — — —	———
prehnite			———			———
pumpellyite			———			———
plagioclases basiques partiellement albitisées	———			———	—	
albite		———	———		— ———	———
quartz	———	———	———	———	———	———

* Une partie des minéraux déterminés comme céladonite pourrait appartenir au groupe corrensite ou « précorrensite ».

CONCLUSION

Les résultats obtenus par les différentes méthodes indiquent que la température dans le synclinal de Thônes a été comprise entre 100° C et 200° C. Cela correspond à des profondeurs de 2,7 km et 6,0 km et des pressions de 0,7 kbar et 1,5 kbar avec un gradient géothermique « normal » de 30° C/km et une température superficielle de 20° C. Si on admet un gradient plus faible de 20° C/km (7.1.) on obtient respectivement 4 km et 1 kbar et 9 km et 2,2 kbar.

COOMBS (1971) a distingué quatre séries de « facies series » du métamorphisme d'enfouissement:

1) série à haute pression et basse température;
2) série intermédiaire;
3) série intermédiaire à basse pression;
4) série à très basse pression.

Nos roches correspondent au type intermédiaire comme celles de la série de Taringatura dans le géosynclinal néo-zélandais dont les paragenèses sont très semblables à celles des GT (table 6).

TABLE 7

Comparaison des zonéographies des auteurs divers ; l'aire hachurée indique la position des roches du synclinal de Thônes

COOMBS & al., (1959), COOMBS (1971)	WINKLER (1967)	WINKLER (1970)	KOSSOVSKAYA & SHUTOV (1970)	KUBLER (1973b)			
Faciès minéralogiques	Faciès minéralogiques	Degré de métamorphisme ("metamorphic stage")	Faciès minéralogiques et évidences structurales		Faciès minéralogiques zéolites	minéraux argileux	Cristallinité d'illite (2θ Cu Kα)
heulandite	diagenèse	BAS	épigenèse initiale	hculandite-analcime et "zone of unaltered clay cement"	DIAGENESE clinoptilolite	smectite	
					analcime	smectite + interstratifiés irréguliers	
laumontite			épigenèses profonde	laumontite-albite et "zone of altered argillaceous cement and authigenetic quartz cement"	laumontite	corrensite	
	laumontite-prehnite	TRES					0,42
prehnite-pumpellyite	pumpellyite-prehnite quartz		métagenèse initiale	prehnite-pumpellyite et "zone of chlorite-hydromica cement and quartzite like structure"	ANCHIZONE pumpellyite - prehnite	chlorite	
pumpellyite-actinote							0,25
faciès schiste vert	faciès schiste vert	BAS	métagenèse profonde		EPIZONE	(faciès schiste vert)	

La limite entre diagenèse et métamorphisme est un problème arbitraire de définition. De ce fait nous renonçons à trancher cette question pour les roches du synclinal de Thônes et, à titre comparatif, nous indiquons, dans la table 7, la position que ces roches occuperaient dans les zonéographies de COOMBS *et al.* (1959), COOMBS (1971), WINKLER (1967), WINKLER (1970), KOSSOVSKAYA et SHUTOV (1970) et KÜBLER (1973b).

8. MINÉRAUX DE NÉOFORMATION DANS LES ZONES BROYÉES ET DANS LES FISSURES.

8.1. MINÉRAUX DES ZONES BROYÉES

Le synclinal de Thônes est affecté par des failles transversales (failles de cisaillement vertical) créées lors du plissement des Helvétides à la limite Miocène/Pliocène.

Le long de ces failles, la roche est fortement écrasée et partiellement recristallisée avec développement de minéraux de néoformation. Ces associations reflètent la diminution générale de l'intensité du métamorphisme d'E en W. Dans les GT (SAWATZKI et VUAGNAT, 1971), on note l'existence des associations qui figurent dans la table 8.

TABLE 8

Relation entre les minéraux des zones broyées et les faciès métamorphiques de la roche encaissante et ordre de formation [1] *de ces minéraux*

SW faciès à laumontite avec restes de heulandite-clinoptilolite		faciès à laumontite typique	NE
—	—	—	(épidote)
—	—	pumpellyite	pumpelliyte
—	prehnite	prehnite	prehnite
laumontite *	laumontite	—	—
—	—	quartz	quartz
*	*	*	*

* la calcite et/ou la laumontite apparaissent dans une phase plus tardive

[1] les minéraux sont d'autant plus jeunes qu'ils sont situés plus bas dans la table.

La répartition des minéraux de zones broyées est indiquée sur la planche V.

Les minéraux recristallisés dans les zones broyées des GT correspondent en général à un degré de métamorphisme supérieur (faciès à pumpellyite-prehnite) à celui de la roche encaissante (faciès à laumontite).

Selon MARTINI (1968), dans la région située entre Arve et Giffre, le développement du faciès à pumpellyite-prehnite est lié à la proximité du plan de charriage des nappes helvétiques. Cet auteur en conclut que ce faciès s'est formé par « une simple augmentation de la pression sous l'effet de la tectonique » pendant et après le plissement du domaine helvétique.

Les minéraux des zones broyées du synclinal de Thônes ont également cristallisé pendant et après le plissement des Helvétides puisque ces zones sont liées à des failles transversales déterminées par ce plissement. Ainsi pourrait-on aussi expliquer la formation de ces minéraux par une augmentation de la température et/ou de la pression due à la tectonique. L'étude de REITAN (1968) montre, par contre, que l'augmentation locale de la température de 10° à 100° C lors d'une intense tectonisation reste plus ou moins limitée au voisinage immédiat des plans tectoniques. De plus une augmentation importante de la pression dans des failles de cisaillement vertical est difficile à imaginer. C'est pourquoi l'hypothèse avancée par COOMBS (1971) nous semble plus apte à expliquer les associations minérales des zones broyées. Cet auteur suggère que tandis que dans la roche encaissante la pression partielle de H_2O était à peu près égale à la pression lithostatique (contrôlée par l'empilement des nappes), dans les fissures ouvertes et les failles les solutions communiquaient avec des niveaux structuraux beaucoup plus élevés si bien que P_{H_2O} s'approchait de la pression hydrostatique. Dans de tels cas l'équilibre se déplaçait vers des assemblages de minéraux moins hydratés.

Dans les grauwackes des GUH, des GI et des GVI les silicates de chaux typiques des zones broyées des GT ne pouvaient pas se former à cause de la composition chimique inappropriée de la roche. Aussi ces zones broyées ne sont-elles remplies que de quartz et de calcite.

8.2. MINÉRAUX DES FISSURES

Etant donné l'intense tectonisation du flysch du synclinal de Thônes, provoquée par la mise en place des unités préalpines et par le plissement des Helvétides, il est possible d'observer des fissures contenant localement beaucoup de minéraux, parfois bien cristallisés (SAWATZKI et VUAGNAT, 1971). La répartition de ces minéraux est indiquée sur la planche V. L'habitus des minéraux de fissure sera décrit dans les paragraphes suivants.

8.2.1. *Grès de Taveyanne*

Partie NE du synclinal (faciès à laumontite typique)

Dans la région située à l'E du col des Aravis, on trouve, dans les GT, beaucoup de *laumontite* en masses pures. Ce minéral forme, le plus souvent, des agrégats blancs poudreux et n'apparaît que rarement bien cristallisé sous forme de baguettes blanches à l'éclat nacré. Comme la laumontite se déshydrate à l'air, il ne s'agit

plus en fait de laumontite senso stricto, mais de léonhardite, variété partiellement déshydratée de cette zéolite. La cristallisation de la laumontite est fréquemment suivie par celle de la *calcite* qui peut être, à son tour, remplacée par du quartz. La *chabasie* et la *heulandite* ne participent que très rarement au remplissage des fissures.

Partie SW du synclinal (faciès à laumontite avec restes de *heulandite-clinoptilotite*)

Ce domaine est caractérisé par l'abondance de la stilbite. La chabasie devient plus fréquente, tout comme la heulandite d'ailleurs. Ceci est dû à la diminution de l'intensité du métamorphisme vers le SW.

Entre le col des Aravis et Thônes, la *stilbite* montre trois habitus différents. L'habitus en gerbes ou paillettes ordonnées, radialement aplaties selon (010), est le plus répandu. Ces paillettes blanches peuvent atteindre une longueur maximum de 20 mm; elles ont un éclat moins nacré et plus vitreux que celles de laumontite; toutefois, la distinction entre laumontite fraîche et stilbite altérée n'est possible qu'à l'aide de l'examen sous le microscope ou de l'étude par les rayons X.

Dans les fissures plus larges, la stilbite présente souvent des macles par pénétration selon (100); les cristaux sont orientés perpendiculairement aux épontes et peuvent atteindre une longueur maximale de 5 mm.

En avant du front de la klippe de Sulens, entre Manigod et les Clefs, la stilbite apparaît sous son troisième aspect: l'habitus pseudorhombique. De tels cristaux, dont la dimension n'excède jamais 1 mm, sont groupés en rosettes. La stilbite est ici associée à la laumontite et à la chabasie.

La *heulandite* forme souvent à elle seule de minces placages d'allure micacée sur les lèvres des cassures fines. Par endroits cette zéolite cristallise en cristaux tabulaires, pouvant atteindre une longueur de 2 mm, aplatis parallèlement au clivage (010); l'habitus caractéristique « en cercueil » s'observe aussi, moins fréquemment toutefois.

La *chabasie* cristallise sous un habitus pseudocubique (rhomboédrique) et montre souvent des macles de pénétration. Sa couleur est jaunâtre à incolore.

La *datolite*, accompagnée parfois d'un peu de calcite, forme des masses granuleuses blanches à éclat vitreux dans des fissures ayant jusqu'à 4 cm de largeur. Ce minéral fixe le bore qui a été libéré par la destruction des micas (7.4.4.). Elle ressemble beaucoup à la prehnite et de ce fait a peut-être, dans d'autres régions, été confondue avec cette dernière.

L'*aragonite* a été déterminée par analyse aux rayons X dans une seule fissure où elle était associée à la calcite. Sa présence est difficile à expliquer car la pression nécessaire pour la cristallisation de cette espèce de carbonate de chaux n'a pas été réalisée dans le synclinal de Thônes. Il y a deux hypothèses pour expliquer sa genèse dans ce contexte.

1) *Abaissement de la pression par déformation mécanique*

D'après les recherches de NEWTON *et al.* (1969), l'aragonite peut cristalliser dans la nature à partir de calcites déformées à des pressions modérées; un abaissement de 2 kbar par rapport aux conditions normales semble plausible.

On pourrait imaginer, dans notre cas, qu'une faille remplie de calcite a rejoué et ainsi déformé ce minéral. Cependant, même en tenant compte de l'abaissement mentionné ci-dessus, il faudrait, pour une température de 120° C, une pression de 2,5 kbar. Ces valeurs ne sont réalisées qu'en admettant un gradient géothermique de 12° C/km. Il faudrait admettre que l'aragonite s'est formée dans la première phase du métamorphisme d'enfouissement caractérisé par un faible gradient géothermique. Cependant le recouvrement nécessaire (environ 8 km) correspondant à une pression de 2,5 kbar est peu probable dans le cas du synclinal de Thônes.

2) *Aragonite métastable*

La formation d'aragonite métastable à partir d'une solution sous des conditions de subsurface est bien connue. Elle aurait pu se produire pendant le soulèvement final de la région. Cette dernière hypothèse, quoique moins élégante, nous semble plus acceptable que la précédente.

8.2.2. *Grès du val d'Illiez et flysch ultrahelvétique*

Dans les GVI on trouve peu de *calcite* pouvant occasionnellement remplacer de la *barytine*.

Le barium peut provenir de l'altération des feldspaths potassiques fréquents dans ces grauwackes. On peut, de la même façon, expliquer l'origine du plomb des « petites mouches » de galène que MARTINI (1968) a signalées dans les GT de la région entre Arve et Giffre.

Le flysch ultrahelvétique, plus tectonisé, est riche en fissures, pouvant atteindre 80 mm de puissance, remplies de calcite associée à du quartz laiteux. Une deuxième génération de petits cristaux de quartz transparents, d'habitus plus ou moins bipyramidal, se développe sur ce quartz laiteux, par ailleurs toujours cassé.

Quelquefois ces deux types de quartz forment une association interpénétrée en croissance parallèle, tendant vers un habitus bipyramidal, ce qui se traduit par le développement de cristaux en forme de sceptre.

8.2.3. *Ordre de formation des minéraux*

Il est difficile d'établir exactement l'ordre de formation des minéraux des fissures d'après leur mode de gisement et de définir ainsi leur place dans la suite chronologique des événements.

En effet les zéolites cristallisent souvent seules dans leurs « propre fissure », accompagnées par endroits de calcite tardive; l'association de deux ou trois zéolites superposées dans la même fissure est exceptionnelle.

Ainsi l'ordre de formation indiqué dans la table 9 doit être considéré avec prudence.

TABLE 9

Minéraux des fissures et leur ordre de formation [1] *schématique*

Grès de Taveyanne	Grès ultrahelvétique	Grès du val d'Illiez
heulandite	—	—
laumontite	calcite	calcite
stilbite	—	—
(datolite)	—	barytine
chabasie	—	—
calcite	calcite	calcite
—	quartz I	—
quartz II	quartz II	—

[1] Les minéraux sont d'autant plus jeunes qu'ils sont situés plus bas dans la table.

Calcite et quartz se sont formés en derniers mais il est possible qu'il y ait eu plusieurs épisodes de cristallisation, comme d'ailleurs pour certaines zéolites. Cela est quasi certain pour la calcite et le quartz des GVI, des GI et des GUH.

Des fissures, et avec elles des minéraux de remplissage, ont pu se former dans le flysch du synclinal de Thônes durant au moins trois phases tectoniques différentes:

1) lors du charriage des unités préalpines sur le flysch helvétique (Oligocène supérieur),
2) lors du plissement du domaine helvétique (limite Miocène/Pliocène)
3) lors du soulèvement final du domaine helvétique (Pliocène moyen à supérieur)

Il est difficile d'attribuer un minéral de fissure à une phase tectonique déterminée. Néanmoins on peut supposer que la *heulandite-clinoptilotite* est apparue en tant que première zéolite dans les GT après le recouvrement par une ou plusieurs unités préalpines. Ce minéral s'est formé au sein de la roche, mais également sur de fines diaclases et fissures. Dans la partie SW de la région, la surcharge n'a pas suffisamment augmenté pour transformer ensuite toute la heulandite en laumontite, comme ce fut le cas pour les GT situés plus à l'E.

La *stilbite* doit avoir cristallisé après le décollement des GT de leur substratum (« marnes à foraminifères ») et leur transport vers une zone plus externe, puisqu'elle remplit abondamment les fissures des GT déjectés en plis isoclinaux vers le NW.

Les zéolites *heulandite, stilbite et chabasie*, minéraux de basse température, apparaissent en petites quantités sur les lèvres de fines fissures dans tous les affleurements de GT en Haute-Savoie. Leur présence dans le faciès à laumontite semble indiquer une formation tardive. Ces fissures se sont probablement formées lors du soulèvement final, d'âge pliocène, du domaine helvétique, alors que l'érosion avait déjà profondément entamé la couverture primitive.

9. ORIGINE DU MATÉRIEL VOLCANIQUE DU FLYSCH NORDHELVÉTIQUE.

Dans ce chapitre, nous essayerons de répondre à la question de la provenance des « andésites » et des diabases du flysch nordhelvétique. A cet effet nous avons entrepris une étude pétrochimique et géochronométrique de ces roches pour compléter les informations fournies par leur étude pétrographique.

Après la présentation des caractères chimiques et des données géochronométriques, nous avancerons, à la fin de ce chapitre, une hypothèse sur l'origine de ces « andésites » et de ces diabases.

9.1. Étude pétrochimique

9.1.1. *Réflexions préliminaires*

Les compositions chimiques de 41 roches volcaniques sont comparées. Il s'agit de:

8 diabases de la « nappe des Gets » (Bertrand, 1970);

9 diabases des GVI (ce travail);

9 « andésites » des GT et des GVI (Martini, 1968; de Quervain, 1928 et ce travail);

14 « andésites » des conglomérats de Saint-Antonin (Alsac, Bouquet, et Bodelle, 1969).

Les galets des « andésites » des conglomérats du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes, France) ont été décrits par Alsac, Bouquet et Bodelle (1969). Ces conglomérats sont d'âge priabonien ou oligocène inférieur comme ceux des GT et des GVI.

Les « andésites » de Saint-Antonin ne montrent pas de transformations métamorphiques. Leurs plagioclases basiques ne sont pas albitisés; les minéraux argileux sont la kaolinite et la montmorillonite et il existe même encore des restes de verre volcanique inaltéré (Alsac *et al.*, 1969).

De fait leur composition minéralogique est très proche de celle des reliques d'andésites « fraîches » observables localement dans les niveaux calcitisés des GTT et des GVI. En effet ces reliques ont échappé aux importantes transformations secondaires et ont ainsi conservé leur composition originelle (7.2.1.). Comme d'autre part les structures des « andésites » des GT et des GVI sont identiques à celles des « andésites » de Saint-Antonin, nous considérons ces dernières comme étant les équivalents inaltérés des « andésites » du flysch nordhelvétique.

Les « andésites » et les diabases des GT et GVI ainsi que les diabases du flysch du col des Gets ont subi des transformations minéralogiques importantes (3.5.3.). De ce fait une étude pétrochimique classique de ces roches est impossible.

Nous avons donc limité notre étude pétrochimique aux objectifs suivants:

1) Comparaison des diabases des GVI aux diabases du flysch du col des Gets pour vérifier s'il s'agit de matériel provenant des mêmes sources.
2) Comparaison des « andésites fraîches » de Saint-Antonin avec les « andésites » métamorphisées du flysch nordhelvétique pour mettre en évidence les effets des transformations secondaires subies par ces dernières.
3) Comparaison de l'ensemble des diabases à celui des « andésites » pour voir s'il existe une relation génétique entre ces deux types de roches.

9.1.2. *Composition chimique des diabases et des « andésites »*

Les analyses chimiques de 9 diabases et de 9 « andésites » des GT et des GVI sont présentées dans les tables 10 et 11.

Le petit nombre des analyses ainsi que le métamorphisme ayant affecté certaines de ces roches demande une grande prudence dans l'interprétation des données. Cependant les points suivants ressortent clairement:

Les distributions de TiO_2, MgO et K_2O par rapport à SiO_2 ainsi que le rapport K_2O/Na_2O mettent bien en évidence l'existence de deux séries distinctes (fig. 12 et 13).

Les teneurs en Fe total, Al_2O_3 et P_2O_5 ne varient que peu dans les « andésites » et les diabases.

Enfin le degré d'albitisation plus élevé des diabases ressort du diagramme Na_2O/SiO_2 (fig. 13).

Le pourcentage de CaO dépend de l'intensité de la calcitisation secondaire; il ne peut donc pas être utilisé pour des considérations pétrochimiques. Les analyses des galets contenant beaucoup de veines de calcite ont été recalculées pour la représentation dans les diagrammes des figures 12 et 13. Pour cela, nous avons admis que les roches originelles ne contenaient pas plus de 1,5% de CO_2; nous avons donc éliminé le calcium lié sous forme de calcite correspondant au CO_2 dépassant cette valeur (CO_2 en excès).

TABLE 10

Analyses chimiques par fluorescence X de 9 galets diabasiques des conglomérats des grès du val d'Illiez. Analyste : Mme F. Lamouille

Analyse N°	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Echantillon N°	33*	44*	61	65	302*	310*	340*	375	B7
SiO_2	53,08	53,03	53,82	51,14	50,24	45,87	48,46	52,44	47,07
Al_2O_3	15,97	13,78	15,52	16,85	15,39	14,20	15,29	15,97	16,26
FeO	4,03	3,15	4,30	3,97	5,07	5,00	4,45	5,12	4,98
Fe_2O_3	3,09	1,90	3,05	3,78	2,79	2,88	4,34	4,07	3,17
MgO	7,08	2,55	7,01	7,29	5,82	5,00	6,60	7,20	9,13
CaO	5,36	10,50	3,29	2,40	4,83	9,76	4,77	1,67	2,79
Na_2O	5,18	6,47	5,42	6,06	6,41	5,34	6,28	6,25	5,33
K_2O	0,08	0,00	0,00	0,77	0,00	0,19	0,00	0,00	0,38
TiO_2	2,29	2,07	1,97	1,68	2,07	2,08	2,03	2,08	1,89
MnO	0,08	0,09	0,07	0,07	0,07	0,14	0,10	0,07	0,04
P_2O_5	4,48	0,38	0,21	0,20	0,27	0,30	0,39	0,19	0,41
H_2O	0,72	2,22	4,82	4,60	4,23	3,86	5,10	5,01	6,92
CO_2	2,25	3,23	0,46	0,73	3,26	6,13	3,17	0,57	1,58
Totaux	99,69	99,37	99,94	99,54	100,45	100,75	100,98	100,64	99,95

* Les analyses des échantillons marqués d'un astérisque contenaient des veines de calcite. Pour la représentation dans les diagrammes des figures 12 et 13, ces analyses ont été recalculées (voir texte 9.1.2.) pour éliminer le Ca lié à l'excès de CO_2 (> 1,5 %) sous forme de calcite.

Provenance des échantillons :
1-18: La Vacherie/Thônes;
19: Les Lombardes/La Clusaz.

Description des galets diabasiques :
(voir aussi 3.5.3.)
Il s'agit de diabases albitochloritiques ayant les structures suivantes:

11: Intersertale divergente fine,
12: Intersertale divergente fine,
13: Sphérolitique-fibroradiée,
14: Arborescente à sphérolitique,
15: Arborescente grossière,
16: Intersertale divergente,
17: Intersertale fine porphyrique,
18: Variolitique,
19: Intersertale divergente porphyrique.

Les représentations graphiques de l'étude pétrochimique permet de relever les 3 points suivants:

1) Les diabases des GVI se situent dans le champ des diabases du flysch du col des Gets. Ceci étaye une fois de plus notre hypothèse que les galets et fragments diabasiques des GVI proviennent de l'érosion d'une unité correspondant pétrographiquement et tectoniquement à la « nappe des Gets ».

2) Les galets « andésitiques » des GT et des GVI et les « andésites fraîches » de Saint Antonin correspondent à des champs qui se recoupent largement. Toutefois, le rapport Na_2O/SiO_2 montre que les « andésites » du flysch nordhelvétique sont plus riches en Na_2O (spilitisation) que ces « andésites fraîches ».

TABLE 11

Analyses chimiques par fluorescence X de 9 galets « andésitiques » du flysch nordhelvétique. Analyste : Mme Lamouille

Analyses 20, 21, 22, DE QUERVAIN (1928)
Analyses 23, 24, 25, MARTINI (1968)
Analyses 26, 27, 28, ce travail.

Analyse N°	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Echantillon N°	1	2	3	5*	20	26	B1*	B5	307
SiO_2	51,36	42,39	45,31	41,50	51,52	51,71	54,25	50,32	52,72
Al_2O_3	17,42	17,55	18,57	13,76	16,05	17,18	18,29	18,44	18,14
FeO	3,43	11,51	7,19	8,14	3,73	2,92	1,99	4,31	2,46
Fe_2O_3	1,99	5,61	4,13	4,47	2,46	4,92	1,31	3,79	3,15
MgO	3,60	8,25	5,05	8,18	4,18	4,52	3,72	7,93	6,64
CaO	8,90	1,81	6,66	7,21	8,05	3,97	5,10	2,30	5,10
Na_2O	4,25	1,94	3,04	2,82	5,43	2,13	5,60	4,65	4,08
K_2O	3,18	3,34	1,67	0,85	1,56	6,20	3,29	1,86	1,27
TiO_2	0,84	0,70	1,07	0,53	0,70	0,30	0,71	0,78	0,78
MnO	0,19	0,30	0,33	0,22	0,21	0,17	0,04	0,02	0,02
P_2O_5	0,43	0,00	0,37	0,13	1,47	0,11	0,27	0,24	0,25
H_2O	1,91	6,72	6,11	8,04	3,49	4,74	3,28	5,56	4,67
CO_2	0,72	0,00	0,57	3,80	0,90	0,90	1,68	0,08	1,00
Totaux	97,22	100,12	100,07	99,65	99,75	99,77	99,53	100,28	100,28

* Les analyses des échantillons marqués d'un astérisque contenaient des veines de calcite. Pour la représentation dans les diagrammes des figures 12 et 13, ces analyses ont été recalculées (voir texte 9.1.1.) pour éliminer le Ca lié à l'excès de CO_2 (> 1,5%) sous forme de calcite.

Provenance et description des galets andésitiques :

20: And. spil. à augite; str. pilotaxique grossière; GT Saix d'en Haut, Haute-Savoie, France.
21: And. spil. à hornblende et biotite; str. vitrophyrique; GT Hohen Faulen, Uri, Suisse.
22: And. spil. à hornblende; structure hyalopilitique; GT, Diablerets, Vaud, Suisse.
23: And. spil. à augite; str. vitrophyrique; GT, entre Arve et Giffre, Haute-Savoie, France.
24: And. spil. à augite; str. hyalopilitique; provenance comme 23.
25: And. spil. à hornblende et biotite; str. vitrophyrique; provenance comme 23.
26: And. spil. à augite et hornblende; str. pilotaxique fine; GVI, Les Lombardes, Thônes, Haute-Savoie, France.
27: And. spil. à augite et hornblende; str. pilotaxique fine; provenance comme 26.
28: And. spil. à augite; str. pilotaxique grossière; GVI, La Vacherie, Thônes, Haute-Savoie, France.

And. = « andésite »; spil. = spilitisé; str. = structure.

La teneur en SiO_2 des « andésites » des GVI et des GT admet une variation considérable (42-54%) ce qui peut s'expliquer soit par un départ de silice au cours du métamorphisme, soit par l'appartenance d'une partie de ces roches au domaine des basaltes et des leucobasaltes. L'éventualité d'une évolution des termes basaltiques vers des termes plus acides n'est pas à exclure. Ainsi les « andésites » pauvres en silice ont souvent une structure « basaltique » vitrophyrique. Déjà MARTINI (1968) avait constaté que toutes les roches volcaniques des grès de Taveyanne sont des

andésites à labrador (leucobasaltes) en raison de leur teneur en minéraux ferromagnésiens inférieure à 40% et de la basicité du plagioclase originel presque toujours supérieure à 50% d'An.

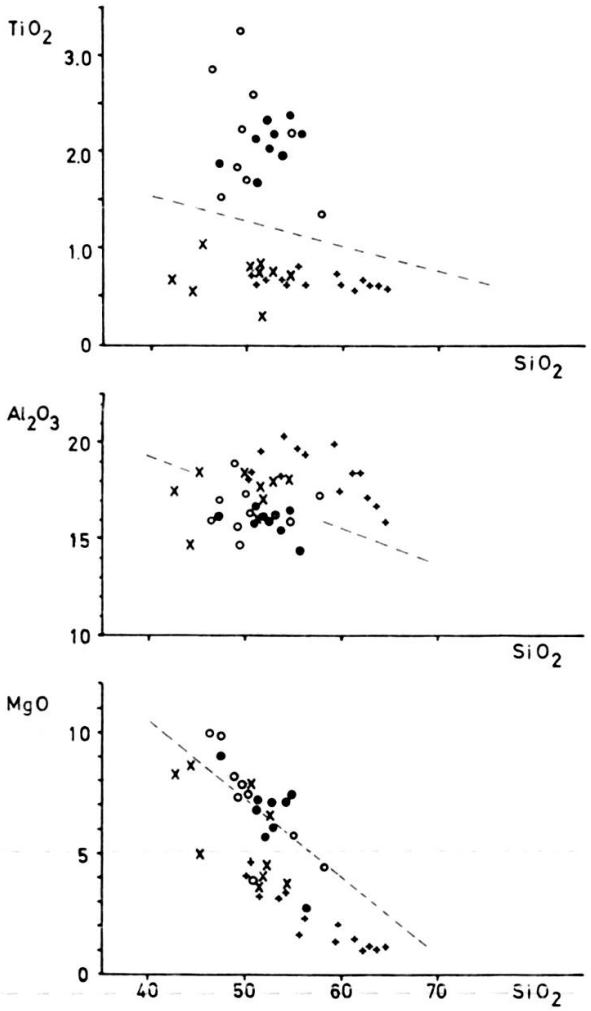


FIG. 12.

Diagrammes TiO_2-SiO_2, Al_2O_3-SiO_2, MgO-SiO_2.

● Diabases des grès du val d'Illiez.
× Andésites des grès du val d'Illiez et des grès de Taveyanne.
○ Diabases du flysch du col des Gets.
+ Andésites de Saint Antonin.

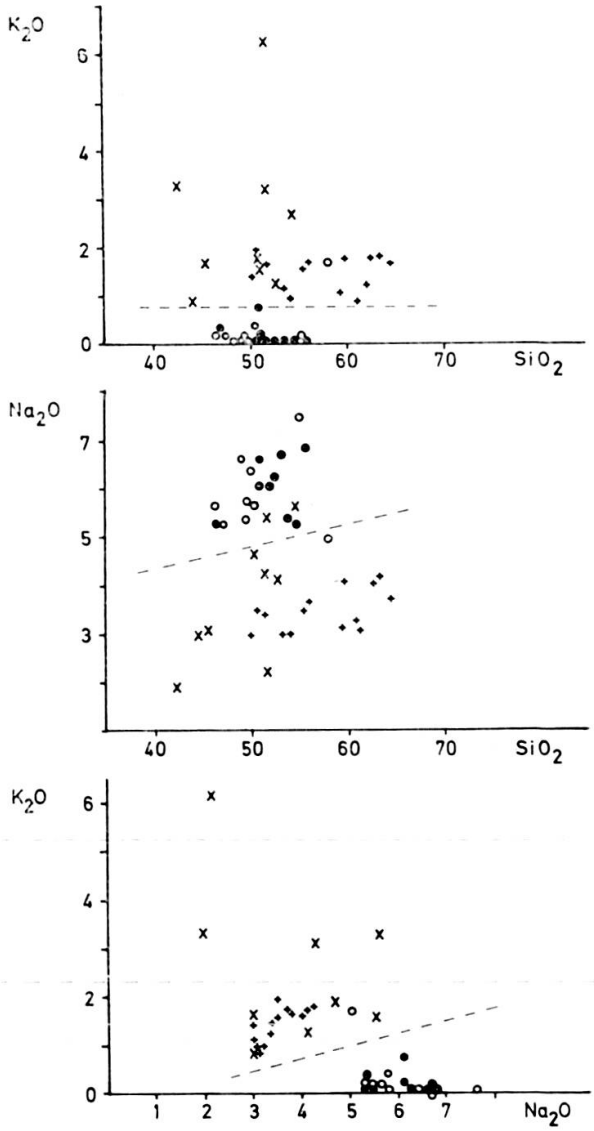


FIG. 13.

Diagrammes K_2O-SiO_2, Na_2O-SiO_2, K_2O-Na_2O.

Signes comme figure 12.

La distribution des « andésites » dans les diagrammes des figures 12 et 13 pourrait indiquer l'existence d'une série évoluant des termes basiques vers des termes acides (rhyolites, 65% de SiO_2) en passant par des andésites s.s. et des dacites.

Quelques galets d'« andésites » ont une teneur de 3 à 6% en K_2O et une somme d'alcalis plus grande que 6%, ce qui les rapprochent des trachyandésites.

3) Les diagrammes montrent qu'il n'y a pas de relation génétique évidente entre la série des diabases et la série des « andésites » car les termes intermédiaires font défaut. Cette conclusion doit être considérée avec une grande réserve car elle n'est basée que sur un nombre relativement petit d'analyses.

Le diagramme Na_2O/SiO_2 indique que les diabases sont plus fortement spilitisées que les « andésites ». Ceci s'explique facilement si l'on admet que ces diabases ont subi un métamorphisme à la limite supérieure de la zone du faciès schiste vert (MARTINI, 1972) avant leur arrivée dans le flysch.

9.2. ETUDE GÉOCHRONOMÉTRIQUE

La recherche géochronométrique a pris un grand essor pendant ces dernières années fournissant un nombre croissant d'âges radiométriques. En ce qui concerne les ophiolites, les andésites et les « granites » périadriatiques tertiaires des Alpes, nous disposons à ce jour des datations suivantes:

1) Ophiolites du Montgenèvre (CHESSEX, 1964).

Deux échantillons de la « syénite » associée à la serpentinite de la Replatte du Gondran ont donné pour l'un 101 MA (« radiation damages »; zircon) et 114 MA (K/Ar; amphibole), ce qui correspond au Crétacé moyen, et pour l'autre 140 MA (« radiation damages »; zircon) et 142 MA (K/Ar; amphibole), âge proche de la limite Jurassique-Crétacé. Un échantillon d'un dyke diabasique du Chenaillet a d'autre part donné un âge de 100 MA (K/Ar; augite).

2) Ophiolites des Préalpes romandes (SALIMI, 1965).

L'âge de formation d'un sill de diabase proche de Moosbach est de 76 MA (K/Ar; augite), ce qui est en accord avec la situation stratigraphique de cette formation (Crétacé supérieur).

3) Ophiolites de la nappe de la Platta (DIETRICH, 1969).

Une datation radiométrique d'une diabase de cette nappe donne un âge compris entre 100 et 120 MA (K/Ar; amphibole), ce qui correspond au Crétacé inférieur et est en accord avec la position stratigraphique de ces roches.

4) Ophiolites du col des Gets, Préalpes romandes (BERTRAND, 1970).

L'âge des diabases et des gabbros est compris entre 176 MA et 103 MA (K/Ar; hornblendes). La mise en place de ces ophiolites s'est donc effectuée durant le Jurassique; elle s'est poursuivie au Crétacé.

Les rapports isotopiques $Ar^{40}/Ar^{36}/K^{40}/Ar^{36}$ indiquent un maximum autour de 140 MA (Jurassique supérieur) (BERTRAND et DELALOYE, 1973).

5) Syénite de Biella et diorite de Traversella (DEFERNE, 1972). La méthode des traces de fission effectuée sur l'apatite et le sphène donne les valeurs suivantes:

20 MA et 31 MA (apatite, âge de refroidissement) et
35 MA, 38 MA et 40 MA (sphène, âge de mise en place).

Les méthodes K/Ar et Rb/Sr (biotite) indiquent un âge compris entre 28 MA et 31 MA (SCHEURING *et al.*, 1973).

6) Granodiorite et tonalité du Bergell (DEFERNE, 1972).
La méthode des traces de fission indique les âges suivants:

20 MA à 29 MA (apatite, âge de refroidissement) et
37 MA et 45 MA (sphène, âge de mise en place).

De nouveau ce sont les âges obtenus sur l'apatite qui correspondent aux résultats des autres méthodes qui donnent toutes environ 25 MA (voir DEFERNE, 1970). Ces âges ne sont pas contredits par les résultats obtenus par GULSON (1973).

7) Tonalite alpine au S de la ligne insubrienne (CARRARO et FERRARA, 1968 dans SCHEURING *et al.*, 1973). Cette roche a un âge compris entre 29 MA et 33 MA (K/Ar et Rb/Sr; biotite).

8) Andésites du Canavese (SCHEURING, AHRENDT, HUNZIKER et ZINGG, 1973).
L'âge de ces andésites est compris entre 29 MA et 33 MA (K/Ar; roche totale) (Oligocène moyen à supérieur).

A ce jour nous n'avons pas de données géochronométriques concernant les galets « andésitiques » du flysch nordhelvétique (DELALOYE et SAWATZKI, en préparation). Mais nous connaissons avec assez de précision l'âge de formation de ce flysch (limite Eocène-Oligocène: 40 MA) ce qui semble exclure, dans l'état actuel des connaissances, la possibilité d'une relation génétique directe entre les « andésites » du flysch nordhelvétique et les andésites du Canavese, les massifs de Biella, Traversella et la tonalité alpine. Toutes ces roches ont des âges inférieurs à 35 MA.

Cependant l'hypothèse selon laquelle un ou plusieurs des massifs périadriatiques seraient l'équivalent plutonique des andésites des GT, hypothèse proposée par STAUB (1918), ARGAND (1920) et soutenue récemment par HSU et SCHLANGER (1971), ne peut être écartée complètement. La découverte de roches andésitiques dans la zone de Canavese parle en faveur de cette hypothèse. L'âge trop faible de ces roches par rapport au flysch nordhelvétique pourrait provenir du fait qu'on n'a daté que la fin de l'activité éruptive.

9.3. Discussion des résultats

De nombreuses hypothèses sur le problème de l'origine des éléments volcaniques du flysch nordhelvétique ont été formulées. Dans son travail de thèse Martini (1968) les a revues et discutées.

Avant de nous prononcer sur l'origine des éléments volcaniques A* (andésites s.l.) et D* (diabases) résumons brièvement les données sûres dont certaines ont été acquises par notre étude:

Résumé des résultats

1) *L'étude pétrographique* fournit les informations suivantes:

a) Le matériel détritique du flysch nordhelvétique provient dans sa totalité des domaines paléogéographiques internes.

Certains *fragments sédimentaires* sont d'origine locale (rive SE de la mer du flysch), les autres se rattachent soit aux domaines ultrahelvétiques, subbriançonnais ou même à un domaine encore plus interne (suprapennique) (3.6.).

Les galets de *diabases*, *gabbros* et *granites alcalins* proviennent d'un équivalent pétrographique et tectonique de la « nappe des Gets ». Cette nappe, renfermant des éléments de flyschs ligures doit elle-même provenir d'un domaine pennique (piémontais) ou suprapennique (ligure, austroalpin) (3.6.).

Les *éléments volcaniques A* (andésites s.l.)* font défaut dans tous les complexes ophiolitiques des Alpes et des Apennins.

Les fragments volcaniques A* du flysch nordhelvétique ne sont pas arrondis ce qui exclut un long transport fluviatile. Cet argument est confirmé et par le pourcentage élevé de ces éléments (80%) dans les GTT et par l'homogénéité des GT sur les 400 km de leur extension le long de l'arc alpin. De ce fait la source des fragments volcaniques A* a dû être proche du rivage SE de la mer du flysch.

Le *degré et l'âge du métamorphisme des éléments volcaniques* A* (andésites s.l.) et D* (diabases) est différent. Les diabases ont subi un métamorphisme à « la limite supérieure du faciès schiste vert » (Martini, 1972) avant leur arrivée dans le bassin de sédimentation du flysch nordhelvétique (3.6.).

Les andésites s.l., par contre, se trouvent dans le faciès à zéolites (7.1.) qui s'est développé dans le synclinal de Thônes après le dépôt du flysch nordhelvétique.

L'étude pétrochimique a mis en évidence l'existence de deux séries distinctes: la série des diabases et la série des andésites s.l. Il semble qu'il n'ait pas de relation génétique étroite entre ces deux séries (9.1.2.). De plus il paraît exister dans la série des andésites s.l. une évolution des termes basaltiques vers des andésites s.s. et des dacites (9.1.2.).

Les études géochronologiques, jusqu'il y a peu, permettaient d'exclure les hypothèses situant l'origine du matériel volcanique A* du flysch nordhelvétique dans la zone du Canavese ou la mettant en relation avec les plutons périadriatiques.

HYPOTHÈSES

Nous nous baserons d'abord sur les données pétrographiques, pétrochimiques et géochronologiques énumérées ci-dessus, pour considérer ensuite le problème sous l'angle de la théorie des plaques.

A. On peut envisager deux hypothèses concernant l'origine des éléments volcaniques du flysch:

1) origine commune des andésites s.l. et des diabases;

2) origine différente des andésites s.l. et des diabases.

1) L'hypothèse de la parenté génétique de ces deux types de roches a été proposée par VUAGNAT (1952):

Les premières manifestations volcaniques ont été sous-marines et ont donné naissance à des laves en coussins (éléments volcaniques D*). Avec le temps, les volcans ont émergé donnant alors naissance à des roches chimiquement identiques mais de structure « andésitique » (éléments volcaniques A*). « Le magma continue d'affluer et coulées sur coulées édifient un puissant appareil volcanique. La composition des laves évolue cependant, elle devient de moins en moins spilitique,... et on arrive à de vraies andésites ou même à des basaltes » (VUAGNAT, 1952, p. 91).

L'érosion ultérieure de ces édifices volcaniques a donc affecté en premier lieu les andésites (et les basaltes). C'est pourquoi nous trouvons d'abord à la base de la série détritique (GT) les fragments volcaniques A* et seulement plus tard, dans les GVI, les fragments volcaniques D* (4.).

Cependant, l'étude pétrochimique (9.1.) des diabases et des andésites s.l. montre qu'il n'y a pas de relation génétique entre ces deux « faciès ». Cette hypothèse peut donc être écartée.

2) Suivant une autre hypothèse (MARTINI, 1972), une « série des andésites s.l. » d'origine encore incertaine, (zone de Canavese ?) serait venue se superposer aux nappes austroalpines. A la limite Eocène-Oligocène l'édifice, composée de ces deux unités, se trouvait à proximité de rivages SE de la mer du flysch nordhelvétique. L'érosion d'un tel ensemble aboutissait à la même distribution des éléments volcaniques A* et D* dans les séries du flysch. Pour vérifier cette hypothèse — vers laquelle nous penchons dans l'état actuel de nos connaissances — il faut attendre des études pétrographiques et géochronologiques plus avancées des andésites de Canavese.

B. A la lumière de la « tectonique des plaques », les orogènes sont considérés comme étant « la manifestation en surface de la subduction d'une plaque de lithosphère » (ROEDER, 1973). Selon cette optique, des manifestations volcaniques se produisent dans quatre cas précis:

1 — volcanisme basique des rides médio-océaniques;
2 — volcanisme basique du fond océanique;
3 — volcanisme andésitique des arcs d'îles;
4 — volcanisme continental.

Les arcs andésitiques « se forment par fusion partielle de la zone de Benioff ou du manteau proche, à la verticale d'un arc insulaire. La magma basaltique évolue, par différentiation ou contamination, vers un magma andésitique et dacitique » (DICKINSON, 1970).

« Les arcs alpins sont considérés selon la théorie de la tectonique des plaques comme le résultat d'une collision entre des arcs d'îles et des continents (DEWEY et BIRD, 1970, 1971; DICKINSON, 1970, 1971; in BLEAHU *et al.*, 1973).

Dans le cas des Alpes les *diabases*, formant la plus grande partie des complexes ophiolitiques, sont rattachées, par la plupart des auteurs, à une phase de volcanisme basique océanique (Jurassique au Crétacé). Ces roches représenteraient la zone superficielle de la croûte océanique (domaine piémontais-ligure) qui est ensuite incorporée tectoniquement dans la chaîne orogénique. Des lambeaux de ces ophiolites ont chevauché la zone de subduction et ainsi échappé au métamorphisme de haute pression (ophiolites du Montgenèvre; PUSZTASZERI, 1969).

L'arc (ou les arcs) d'îles *andésitiques* aurait dû se trouver entre la plaque européenne (domaine helvétique et ultrahelvétique) et la plaque afro-italienne (domaine austroalpin et sudalpin). L'âge de cet arc devrait être contemporain et/ou plus jeune que le volcanisme diabasique océanique. Cet arc a été écrasé au cours des processus de collision des deux continents et incorporé partiellement dans l'édifice alpin.

Il nous semble prématuré de choisir entre les différents modèles de subduction proposés et de définir la situation ou le parcours tectonique des andésites s.l. et des diabases, d'autant plus que la mise au point de la « tectonique des plaques » est en plein développement (DICKINSON, 1970; DEWEY et BIRD, 1970; BLEAHU *et al.* 1973; ROEDER, 1973).

Le mérite de cette théorie, dans notre cas, est d'exiger un volcanisme andésitique dans une phase de l'orogenèse alpine.

Avant de terminer nous voulons encore attirer l'attention sur le fait que les critères pétrographiques structuraux (« faciès andésitique » et « faciès diabasique ») ne permettaient pas à eux-seuls de distinguer avec certitude un volcanisme océanique basaltique du volcanisme andésitique des arcs d'îles. En effet les structures typiques

des diabases ne se trouvent pas seulement dans le volcanisme océanique, mais elles peuvent se retrouver également dans les parties sous-marines des arcs d'îles (laves en coussins) ainsi que dans les sills et dykes de ces derniers (structures intersertales).

10. CONCLUSION

L'étude des flyschs du synclinal de Thônes a apporté, par l'examen pétrographique de ses niveaux grossiers, des données concernant la stratigraphie, la tectonique, la pétrographie et la minéralogie (degré de métamorphisme) de ces séries. Conjointement le problème de l'origine des éléments volcaniques du flysch nordhelvétique a été abordé par l'étude pétrographique et par l'étude géochimique des roches volcaniques des conglomérats des grès du val d'Illiez.

Stratigraphie et tectonique

La classification des flyschs du synclinal de Thônes a été établie par des méthodes basées sur la teneur en éléments volcaniques à faciès andésitique (A* ou andésites s.l.) et à faciès diabasique (D* ou diabase): géochimie (2.2.2.), diffractométrie (2.2.3.) et étude microscopique (2.2.4.).Il en ressort que l'étude pétrographique quantitative (compteur par points) est la meilleure méthode pour une classification de ces flyschs (2.3.). Cette méthode est rapide et permet une analyse en série. D'autre part l'étude géochimique (teneur en Si, Ti, Fe total) et l'étude diffractométrique (mesure de l'intensité d'une raie de plagioclase et du quartz) donnent des renseignements utiles pour les niveaux fins, dont l'étude microscopique est rendue difficile ou impossible par la petitesse des grains (2.3.).

Sur la base des comptages, nous avons mis en évidence l'existence d'une série évolutive allant du flysch ultrahelvétique (GUH) aux grès du val d'Illiez (GVI) en passant par les grès de Taveyanne typiques (GTT). Nous avons distingué, en allant des zones paléogéographiques internes vers les zones externes, les types de grès suivants:

flysch ultrahelvétique	(GUH)	0% éléments volcaniques;
grès intermédiaires	(GI)	1-40% éléments volcaniques A*;
grès de Taveyanne intermédiaires	(GTI)	40-60% éléments volcaniques A*;
grès de Taveyanne typiques	(GTT)	> 60% éléments volcaniques A*;
grès de Taveyanne pauvres	(GTP)	40-60% éléments volcaniques A* et D*;
grès du val d'Illiez	(GVI)	1-40% éléments volcaniques A* et D*.

Les termes GI et GTI ont été introduits par l'auteur (5.1.).

L'existence de tous les termes de passage entre les GTT et les GVI contredit l'hypothèse de ROSSET *et al.* (1971) qui supposent que le bassin de sédimentation des grès de Taveyanne était séparé de celui des grès du val d'Illiez par l'anticlinal du Mont Durand. De plus, l'existence des GVI sur les deux flancs de cet anticlinal écarte définitivement cette hypothèse (6.3.).

L'étude pétrographique quantitative d'une centaine de lames minces a permis d'élucider la situation tectonique (planches 3 et 4) et d'établir une carte détaillée de la répartition des flyschs du synclinal de Thônes (planche 1 et 2). La situation tectonique peut être esquissée comme suit:

Le flysch ultrahelvétique a été poussé par une klippe subbriançonnaise sur les GI, les GTI et les GTT qui chevauchent directement ou indirectement les GVI et les GTP. Toutes ces séries ont ensuite été déformées ensemble lors du plissement du domaine helvétique (6. et planche 3, profil AA).

Pétrographie

Les compositions pétrographiques des grès de Taveyanne (GT) et des grès du val d'Illiez (GVI) du synclinal de Thônes sont identiques à celles des GT et GVI du flysch nordhelvétique de la Suisse décrits par VUAGNAT (1952) et à celles des GT entre Arve et Giffre en Haute-Savoie, étudiés par MARTINI (1968).

L'homogénéité de ces séries le long de l'arc alpin est frappante et doit être prise en considération lors de l'élaboration d'hypothèses sur l'origine du matériel volcanique du flysch nordhelvétique et dauphinois (9.3.).

L'étude pétrographique des conglomérats des GVI a apporté trois faits nouveaux:

1) Il n'y a pas de vrais galets de GT dans les GVI. De ce fait une érosion des GT lors du dépôt des GVI, avancée par certains auteurs, ne peut plus être envisagée.

2) La plus grande partie du matériel des GVI qui n'est pas d'origine locale est identique aux roches de la « nappe des Gets » décrites par BERTRAND (1970). Il s'agit des gabbros, serpentinites, granites alcalins et roches volcaniques à faciès diabasique et de certaines roches sédimentaires (cherts, radiolarites, argilites et calcaires fins). Nous en déduisons que ces galets doivent provenir de l'érosion d'un équivalent pétrographique et tectonique de la « nappe des Gets », ce qui est confirmé par l'étude des minéraux de métamorphisme de ces galets.

3) Les minéraux de métamorphisme des galets de diabases, de gabbros et de granites alcalins, comme lawsonite, talc, actinote-trémolite, pumpellyite et stilpnomélane, exigent des conditions physiques qui n'étaient réalisées ni dans le synclinal de Thônes, ni dans la position actuelle de la « nappe des Gets » (3.6.). De ce fait

ces roches ont dû subir un métamorphisme plus intense dans une position plus interne par rapport à l'arc alpin, avant la sédimentation du flysch nordhelvétique et avant la mise en place de la « nappe des Gets », par conséquent avant la phase de métamorphisme d'enfouissement du domaine helvétique.

L'étude pétrographique des conglomérats des GVI a révélé que les galets de roches à faciès diabasique (D*) sont plus métamorphiques que ceux des roches à faciès andésitique (A*).

Métamorphisme du flysch helvétique

Les roches du synclinal de Thônes ont subi un métamorphisme d'enfouissement dû à la surcharge des unités préalpines et/ou à une subduction du domaine helvétique. Ainsi les GT du synclinal se situent dans le faciès à zéolites. La partie NE du synclinal présente le faciès à laumontite typique, alors que la partie SW montre l'association de la laumontite avec des reliques de heulandite-clinoptilolite.

Cette distribution indique une diminution de l'intensité du métamorphisme en direction du SW, ainsi qu'il ressort de l'étude des minéraux des zones broyées (8.1.) et des minéraux de fissures (8.2.). Cette diminution de l'intensité du métamorphisme vers le SW est en accord avec celle observée (MARTINI et VUAGNAT, 1965) dans les GT de la Suisse.

L'évaluation de l'intensité du métamorphisme des GVI, dans lesquels la formation de zéolites est impossible pour des raisons chimiques (7.1.), peut s'appuyer sur l'association des minéraux argileux. En effet les GVI renferment de la corrensite qui, d'après KÜBLER (1973a), est caractéristique de la zone de diagenèse.

La corrensite se développe également toujours dans les GT qui présentent le faciès à laumontite. Par contre, la corrensite manque, comme les zéolites, dans le faciès vert des GT, défini par MARTINI (1968), dans lequel nous n'avons observé qu'une chlorite légèrement gonflante (« précorrensite » d'après KÜBLER, 1973a). Cet auteur a donc proposé de parler du faciès à laumontite-corrensite, puisque ces deux minéraux montrent toujours une covariance positive. Nous pensons que la corrensite a souvent été déterminée comme céladonite, minéral fréquemment mentionné dans la description de séries à laumontite.

Le développement du faciès vert (faciès vert typique et « faciès vert apparent ») est lié à des niveaux calcitisés (7.2.1.). La formation de ce faciès dépend de la pression partielle de CO_2 et/ou de la perméabilité de la roche.

La limite entre diagenèse et métamorphisme est purement arbitraire et varie fortement selon les auteurs. Ainsi nous refusons-nous à trancher la question de savoir si les flyschs du synclinal appartiennent encore à la zone de diagenèse profonde ou déjà à la zone du métamorphisme (faciès à zéolites). Nous avons néanmoins situé nos roches dans les classifications de différents auteurs (7.5.).

Provenance des éléments volcaniques du flysch nordhelvétique

Le problème de l'origine des éléments volcaniques à faciès andésitique (andésites s.l.) et à faciès diabasique (diabases) du flysch nordhelvétique n'a pas été complètement résolu. Néanmoins les analyses chimiques des galets de ces roches ont montré qu'il existe deux séries de roches volcaniques distinctes: la série des andésites s.l. et la série des diabases s.l., entre lesquelles il n'y a probablement pas de relation géochimique étroite (9.1.2.).

L'association des diabases dans la « nappe des Gets » avec des gabbros et des serpentinites, ainsi que l'âge jurassique à crétacé des gabbros et diabases, permettent de rattacher ces roches au volcanisme océanique basaltique de la Tethys. En effet la « nappe des Gets » provient, d'après ELTER *et al.* (1966) du domaine « océanique » piémontais-ligure.

L'origine de la série des andésites s.l., correspondant à une évolution de basaltes vers des andésites s.s. et des dacites, reste plus problématique car ces roches font défaut dans tous les complexes ophiolitiques des Alpes et des Apennins. De plus, il nous manque encore les résultats d'analyse géochronométrique de plusieurs galets d'andésites s.l. que nous avons récolté dans les conglomérats des GVI. Signalons ici la découverte récente d'andésites dans la zone de Canavese (SCHEURING et al., 1974), argument peut-être décisif pour résoudre le problème de l'origine des « andésites s.l. » du flysch nordhelvétique.

Cependant, d'après des considérations basées sur la théorie de la tectonique des plaques, il a dû exister un arc d'îles andésitiques à la verticale de la zone de subduction d'une plaque océanique sous une plaque contientale. Il en découle que l'âge des andésites s.l. doit être compris entre l'Oligocène inférieure (âge du dépôt des GT) et le Jurassique supérieur (âge de la majorité des ophiolites).

La situation paléogéographique d'un arc d'îles andésitiques varie selon le modèle de subduction choisi. Mais en tout cas l'arc ou les arcs d'îles andésitiques ont dû se situer entre le domaine helvétique-ultrahelvétique (plaque européenne) et le domaine austro-alpin-sudalpin (plaque afro-italienne). Les andésites s.l. ne faisaient probablement pas partie d'une plaque continentale, puisqu'on ne trouve pas leurs équivalents profonds, (c'est-à-dire des plutons calco-alcalins d'âge jurassique et crétacé) dans les domaines « continentaux ».

Les andésites de la zone du Canavese et les plutons périadriatiques pourraient être les équivalents des andésites s.l. du flysch helvétique et dauphinois quoique jusqu'à nos jours les études géochronologiques semblaient prouver que ce dernier s'est déposé avant la mise en place de ces plutons et coulées d'âge post-éocène. Il faudrait donc supposer que les âges de ces plutons et des andésites de Canavese n'indiquent que la fin de l'activité éruptive.

BIBLIOGRAPHIE

BSMP = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie.

C.R. SPHN Genève = Compte rendu des séances de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève.

ALSAC, C., J. BOCQUET, et J. BODELLE, (1969): Les roches volcaniques tertiaires du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes). — *Bull. BRGM* (2) Section 1, N° 3, 45-56.

ARGAND, E. (1920): Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. — *Act. Soc. Helv. Sci. Natur.*, 13-39.

BANICZKY, G.L. (1964): Etude pétrographique des conglomérats polygéniques des Corbassières (près de la Clusaz). — *Trav. Dipl., Univ. Genève.*

BERTRAND, J. (1970): Etude pétrographique des ophiolites et des granites des Gets (Haute-Savoie, France). — *Arch. Sci. SPHN Genève, 23*, 279-542.

—— M. DELALOYE, and D. KRUMMENACHER, (1973): Geochronology of the nappe des Gets, France. — Eur. colloquium on geochronology 1973, sous presse.

BEUF, S., B. BIJU-DUVAL, et Y. GUBLER, (1961): Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thônes (Savoie), du Champsaur (Hautes-Alpes) et de Clumanc (Basses-Alpes). — *Bull. Trav. Lab. géol.* Grenoble, *37*, 142-156.

BLEAHU, M.D., M. BOCCALETTI, P. MANETTI, et S. PELTZ, (1973): Neogene Carpathian Arc: a continental arc displaying the features of an "island arc". — *J. Geophys. Res.*, *78*, 5025-5032.

CANN, J.R. (1969): Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. — J. Petrol., *10*, 1-19.

CARON, C., J. CHAROLLAIS, et J. ROSSET, (1967): Eléments autochtones et éléments allochtones du soubassement des klippes des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). — *Geol. Alpine, Fac. Sci.* Grenoble, *43*, 47-62.

—— M. WEIDMANN, (1967): Sur les flyschs de la région des Gets (Haute-Savoie). — *Eclogae geol. Helv.*, *60*, 357-398.

CHAROLLAIS, J. et J. ROSSET, (1965): Observations sur les séries marnomicacées du synclinal du Reposoir (Haute-Savoie). — *Bull. Soc. géol.* France, (7) *7*, 64-79.

COOMBS, D.S. (1954): The nature and alteration of some triassic sediments from Southland, New Zealand, — *Roy. Soc. New Zealand Trans.*, *82*, 65-109.

—— (1971): Present states of the zeolite facies. — Adv. in Chem. Series 101, Molecular Sieve Zeolites I, *Amer. Chem. Soc.* Washington, 317-327.

—— A.-J. ELLIS, W.-S. FYFE, and A.-M. TAYLOR, (1959): The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. — *Geochim. and Cosmochim. Acta*, *17*, 53-107.

CZEGLEDY, P. (1962): Etudes des grès de Taveyannaz de l'anticlinal du Mont-Durand (Haute-Savoie). — Trav. Dipl., Univ. Genève.

DEFERNE, J. (1972): Essai d'application de la méthode des traces de fission à la datation de quelques éruptifs du sud des Alpes. — Thèse, Univ. Genève, Ms.

QUERVAIN, F., de (1928): Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. — *BSMP*, *8*, 1-86.

DELALOYE, M. (1969): L'analyse des roches silicatées par fluorescence des rayons X. — *C.R. SPHN Genève* N.S., *4*, 156-169.

—— et G. SAWATZKI, (1974): Géochronométrie des éléments volcaniques du flysch helvétique du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). — Arch. Sci. SPHN Genève, en préparation.

DEWEY, J.F. et J.M. BIRD, (1970): Mountain belts and the new global tectonics. — *J. Geophys. Res.*, *75*, 2625-2647.

DICKINSON, W.R. (1970): Global tectonics. — Sciences (AAAS), *168*, 3936, 1250-1259.

DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graunbünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. — *Eur. Hochschulschriften*, Reihe 17. 1.

DUPARC, L. et E. RITTER, (1895): Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch. — *Arch. Sci. SPHN Genève*, *33*, 1-48.

ECKHARDT, F.J. (1971): Die Spilitisierung basicher Vulkanite. — *N. Jb. Miner. Mh.*, *45-57.*

ELTER, G., P. ELTER, C. STURANI, et M. WEIDMANN, (1966): Sur la prolongation du domaine ligure des Apennins dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. — *Arch. Sci. SPHN Genève*, *19*, 279-377.

—— C. GRATZIU, J. MARTINI, M. MICHELUCCINI, et M. VUAGNAT, (1969): Remarques sur la ressemblance pétrographique entre les grès de Pétrignacola (Apennin) et les grès de Taveyanne des Alpes franco-suisses. — *C.R. SPHN Genève*, N.S., *4*, 150-156.

FAVRE, A. (1867): Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. — Masson, Paris, 1-1487.

FREY, M. (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. — Sedimentology, *15*, 261-279.

—— J.C. HUNZIKER, P. ROGGWILLER, et C. SCHINDLER, (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, *39*, 185-218.

FÜCHTBAUER, H. et G. MÜLLER, (1970): Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment Petrologie Teil 2. — *Schweizerbart*, Stuttgart, 1-726.

GULSON, B.L. (1973): Age relations in the Bergell Region of the South-East Swiss Alps: with some geochemical comparisons. — *Eclogae geol. Helv.*, *66*, 293-313.

HAY, R.L. (1966): Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. — *Geol. Soc. Amer. Special Papers*, *85*, 1-130.

HSÜ, K.J. (1971): Origin of the Alps and the Western Mediterranean. — Nature, *233*, 44-48.

—— et S.O. SCHLANGER, (1971): Ultrahelvetic flysch sedimentation and deformation related to plate Tectonics. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *82*, 1207-1218.

HUTIN, G. (1966): Etude pétrographique des grès et conglomérats du flysch de la région de Thônes (Haute-Savoie). — Trav. Dipl., Univ. Genève.

IIJIMA, A. et M. UTADA, (1971): Present day zeolitic diagenesis of the Neogene geosynclinal deposits in the Niigata oil field, Japan. — Adv. in Chem. Series 101, Molecular Sieve Zeolites I, *Amer. Chem. Soc.* Washington, 342-349.

JAFFE, F. (1955): Les ophiolites et les roches connexes de la région du col des Gets. — *BSMP*, *35*, 1-150.

KOSSOVSKAYA, A.G. et V.D. SHUTOV, (1970): Main aspects of the epigenesis problem. — Sedimen--tology, *15*, 11-40.

KÜBLER, B. (1966): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. — Etages tectoniques, la Baconnière, Neuchâtel, 105-122.

—— (1969): Crystallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal parts of the Alps. — *Dt. Miner. Ges.*, *47*, 29-30.

—— (1973*a*): La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. — *Bull. Centre Rech.*, SNPA, Pau (sous presse).

—— (1973*b*): Corrensite, Zeolite facies, Illite crystallinity and low grade metamorphism in the Western Alps. — *Contr. of Mineral. and Petrol.* (sous presse).

KUENEN, P.H. (1958): Turbidity currents a major factors in flysch deposition. — *Eclogae geol. Helv.*, *51*, 1009-1021.

LIOU, J.G. (1971*a*): Analcime equilibria. — Lithos, *4*, 389-402.

—— (1971*b*): P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $CaAl_2Si_2O_8$ — SiO_2 — H_2O. — *J. Petrol.*, 12, 379-411.

LIOU, J.G. (1971*c*): Stilbite-laumontite equilibrium. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, *31*, 171-177.

—— (1971*d*): Synthesis and stability relations of prehnite, $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$. — *Amer. Miner.*, *56*, 507-531.

MADSEN, B.M. et K.J. MURATA, (1970): Occurrence of laumontite in tertiary sandstones of the central coast ranges, California. — U.S. Geol. Survey Prof. Paper 700-D, 188-195.

MARTINI, J. (1968): Etude pétrographique des grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). — *BSMP* 48, 539-654.

—— (1972): Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogenèse. — *BSMP*, *52*, 257-275.

MARTINI, J. et M. VUAGNAT, (1964): Essai de distinction minéralogique entre les termes fins du Flysch helvétique. — *Arch. Sci. SPHN Genève* N.S., *18*, 114-120.

—— et M. VUAGNAT, (1965): Présence du faciès à zéolites dans la formation des « grès » de Taveyanne (Alpes franco-suisses). — *BSMP*, *45*, 281-293.

—— et M. VUAGNAT, (1970): Metamorphose niedrigst temperierten Grades in den Westalpen. — *Fortschr. Miner.*, *47*, 52-64.

MERCANTON, C.H. (1963): La bordure ultra-helvétique du massif des Diablerets. — Mat. carte géol. Suisse, N.S., 116e livr., 1-75.

MORET, L. (1934): Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). — *Mém. Soc. géol.* France, N.S., *22*, 1-162.

MÜNZER, H. et P. SCHNEIDERHÖHN, (1953): Das Sehnenschnittverfahren. — *Heidelb. Beitr. Mineral. Petrol.*, *3*, 456-471.

NEWTON, R.C., J.R. GOLDSCHMIDT, et J.V. SMITH, (1969): Aragonite crystallisation from strained calcite at reduced pressures and its bearing on aragonite in low grade metamorphism. — *Contr. Mineral and Petrol.*, *22*, 335-348.

PUSZTASZERI, L. (1969): Etude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France). — *BSMP*, *49*, 425-466.

REITAN, P.H. (1968): Frictional heat during metamorphism: Quantitative evolution of concentration of heat generation in space. — Lithos, *1*, 268-274.

ROEDER, D.H. (1973): Subduction and orogeny. — *J. Goephys. Res.*, *78*, 5005-5024.

ROSSET, J. (1956): Description géologique de la chaîne des Aravis. — *Bull. Serv. carte géol. France*, *53* (247), 1-147.

—— J. CHAROLLAIS, J. GERARD, et M. LACOSTE, (1971): Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). — *Geol. Alpine*, *47*, 223-231.

SALIMI, F. (1965): Etude pétrographique des roches ophiolitiques des Préalpes romandes. — *BSMP*, *45*, 189-279.

SAWATZKI, G. (1972): Etude pétrographique du flysch du synclinal de Thônes, Haute-Savoie, France. Note préliminaire. — *C.R. SPHN Genève*, N.S., *7*, 58-66.

—— et M. VUAGNAT, (1971): Sur la présence du faciès à zéolites dans les grès de Taveyanne du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). — *C.R. SPHN Genève*, N.S., *6*, 69-79.

SCHEURING, B., H. AHRENDT, J.C. HUNZIKER, et A. ZINGG, (1974): Paleobotanical and geochronological evidence for the alpine age of the metamorphism in the Sesia Zone. — *Geol. Rdsch.*, *63* (sous presse).

SEKI, Y. (1961): Pumpellyite in low grade metamorphism. — Petrol., *2*, 407-423.

—— Y. OKI, T. MATSUDA, K. MIKAMI, et K. OKUMURA, (1969): Metamorphism in the Tanzawa mountains, Central Japan. — J. Japan. Assoc. *Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, *61*, 1-24, 50-75.

STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. — *Vjschr. natf. Ges.* Zürich, *63*, 1-18.

STRECKEISEN, A. (1964): Zur Klassifikation der Eruptivgesteine. — *N. Jb. Mineral.*, *7*, 195-222.

STUDER, B. (1834): Die Geologie der westlichen Alpen.

TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale. Teil 2. — Schweizerbart, Stuttgart, 1-822.

VIVALDI, J.L. et D.M.C. MCEWANS, (1960): Corrensite and Swelling Chlorite. — *Clay Minerals Bull.*, *4*, 173-181.

VUAGANT, M. (1943): Sur quelques nouveaux affleurements de grès de Taveyannaz du type du Val d'Illiez à porphyrites arborescentes. *C.R. SPHN* Genève, *60*, 53-56.

—— (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. — Mat. carte géol. Suisse, 97e livr., N.S., 1-103.

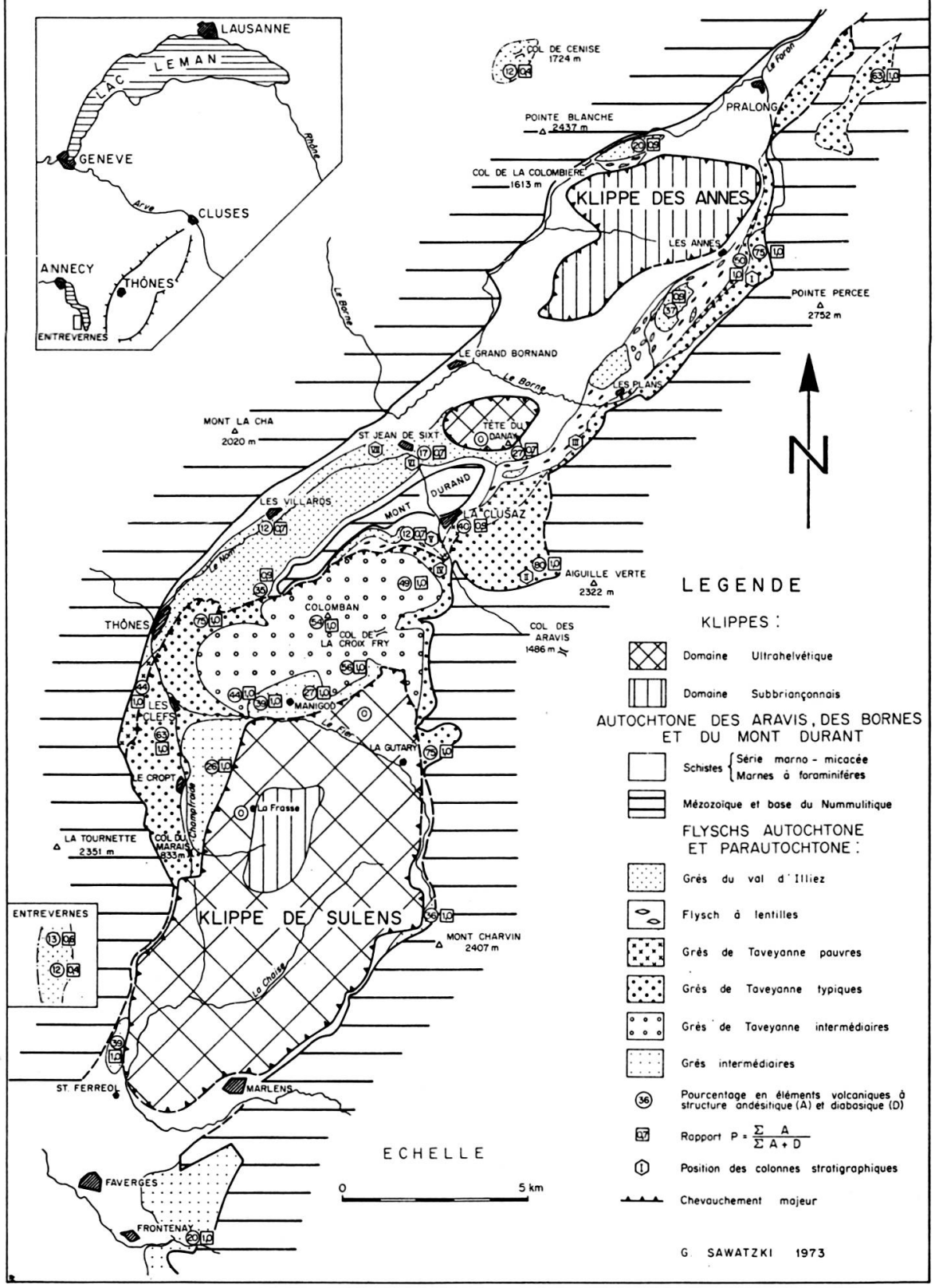
—— (1958): Note préliminaire sur la composition pétrographique de quelques grès du flysch de Haute-Savoie. — *Arch. Sci. Genève*, *11*, 136-140.

WINKLER, H.G.F. (1967): Petrogenesis of Metamorphic rocks.—2nd ed., Springer, New York, 1-220.

—— (1970): Abolition of metamorphic facies, introduction of metamorphic stage, and a classification based on isograds in common rocks. — *N. Jb. Mineral.*, *5*, 189-248.

Manuscript reçu le 27 mars 1974.

PLANCHE 1 REPARTITION DES FLYSCHS DANS LE SYNCLINAL DE THÔNES



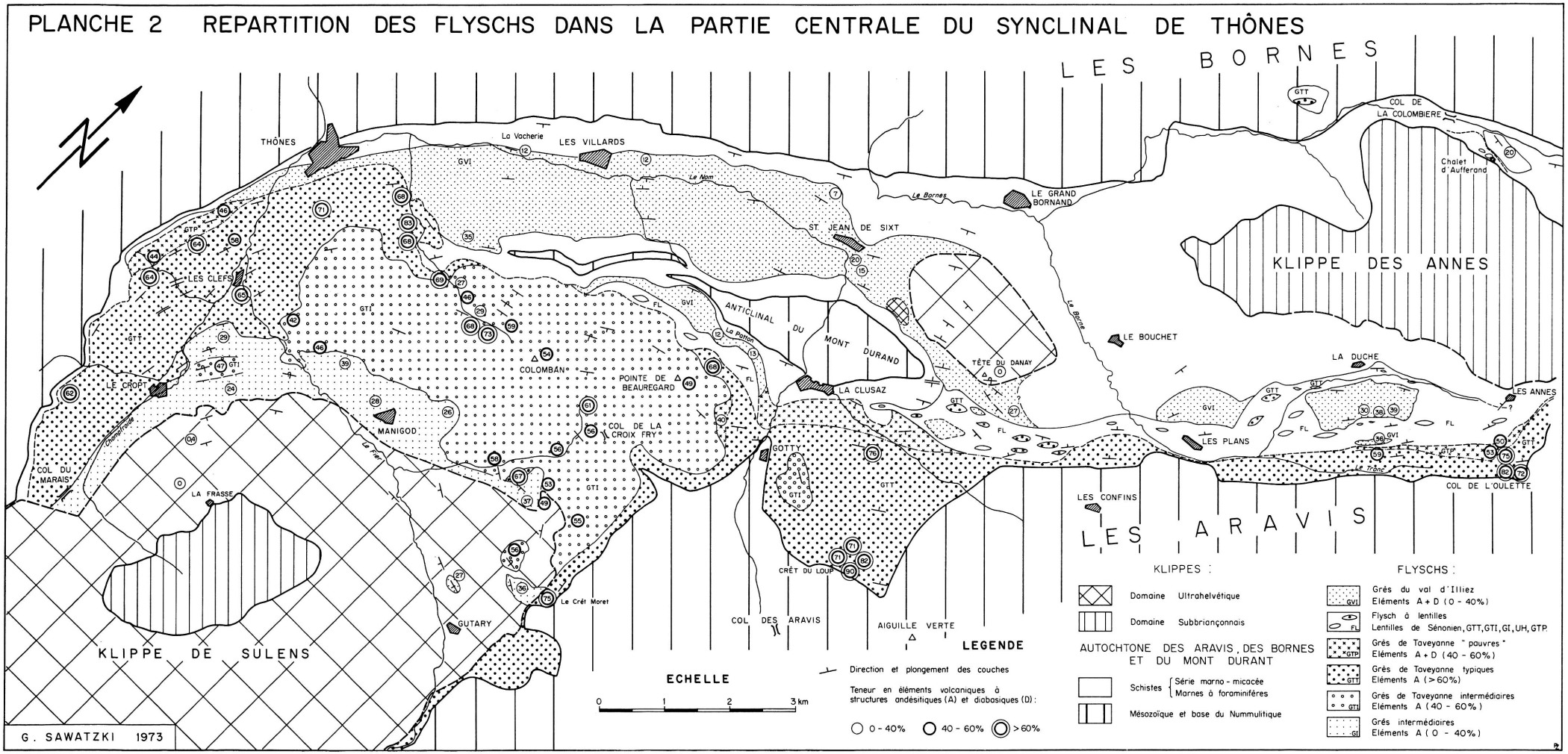


PLANCHE 2 REPARTITION DES FLYSCHS DANS LA PARTIE CENTRALE DU SYNCLINAL DE THÔNES
LES BORNES
LES ARAVIS
KLIPPE DES ANNES
KLIPPE DE SULENS
THÔNES
La Vacherie
LES VILLARDS
Le Nom
Le Bornes
LE GRAND BORNAND
ST. JEAN DE SIXT
COL DE LA COLOMBIERE
Chalet d'Aufferand
LES CLEFS
LE CROPT
Chandrouse
COL DU MARAIS
LA FRASSE
MANIGOD
COLOMBAN
POINTE DE BEAUREGARD
COL DE LA CROIX FRY
La Patton
ANTICLINAL DU MONT DURAND
LA CLUSAZ
GOTTY
TÊTE DU DANAY
LE BOUCHET
LA DUCHE
LES ANNES
LES PLANS
LES CONFINS
Le Tronc
COL DE L'OULETTE
CRÊT DU LOUP
Le Crêt Moret
GUTARY
COL DES ARAVIS
AIGUILLE VERTE
Le Fier
ECHELLE
0 1 2 3 km
LEGENDE
Direction et plongement des couches
Teneur en éléments volcaniques à structures andésitiques (A) et diabasiques (D) :
0 - 40%
40 - 60%
> 60%
KLIPPES :
Domaine Ultrahelvétique
Domaine Subbriançonnais
AUTOCHTONE DES ARAVIS, DES BORNES ET DU MONT DURANT
Schistes
Série marno - micacée
Marnes à foraminifères
Mésozoïque et base du Nummulitique
FLYSCHS :
Grés du val d'Illiez
Eléments A + D (0 - 40%)
Flysch à lentilles
Lentilles de Sénonien, GTT, GTI, GI, UH, GTP.
Grés de Taveyanne "pauvres"
Eléments A + D (40 - 60%)
Grés de Taveyanne typiques
Eléments A (> 60%)
Grés de Taveyanne intermédiaires
Eléments A (40 - 60%)
Grés intermédiaires
Eléments A (0 - 40%)
G. SAWATZKI 1973

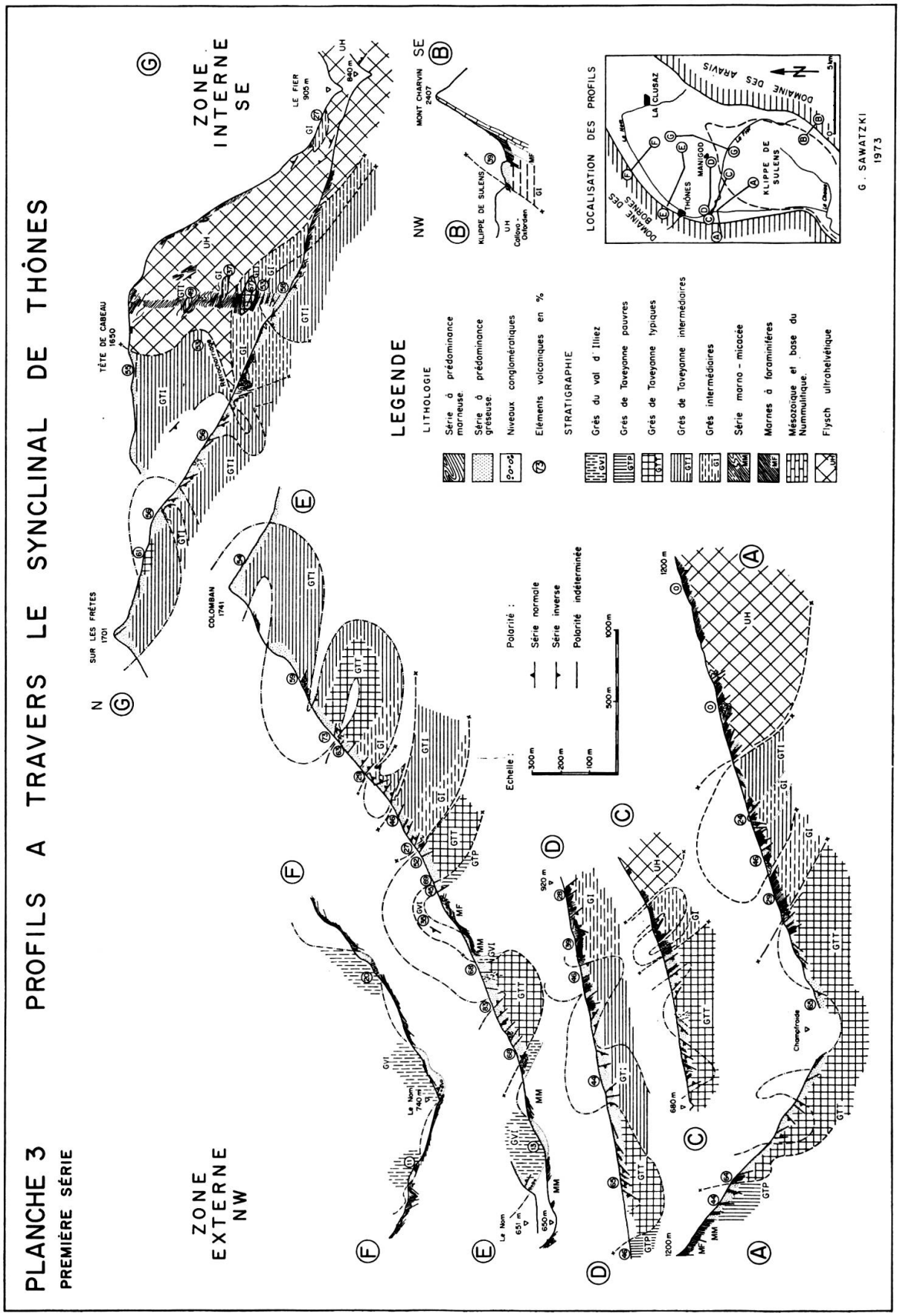


PLANCHE 3
PREMIÈRE SÉRIE
PROFILS A TRAVERS LE SYNCLINAL DE THÔNES
ZONE EXTERNE NW
ZONE INTERNE SE
N
SE
NW
SUR LES FRÊTES 1701
COLOMBAN 1741
TÊTE DE CABEAU 1650
LE FIER 905 m
MONT CHARVIN 2407
KLIPPE DE SULENS
LEGENDE
LITHOLOGIE
Série à prédominance marneuse.
Série à prédominance gréseuse.
Niveaux conglomératiques
Eléments volcaniques en %
STRATIGRAPHIE
Grés du val d'Illiez
Grés de Taveyanne pauvres
Grés de Taveyanne typiques
Grés de Taveyanne intermédiaires
Grés intermédiaires
Série marno - micacée
Marnes à foraminifères
Mésozoïque et base du Nummulitique.
Flysch ultrahelvétique
Polarité :
Série normale
Série inverse
Polarité indéterminée
Echelle :
300 m
200 m
100 m
500 m
1000 m
LOCALISATION DES PROFILS
DOMAINE DES BORNES
DOMAINE DES ARAVIS
LA CLUSAZ
THÔNES
MANIGOD
KLIPPE DE SULENS
G. SAWATZKI 1973

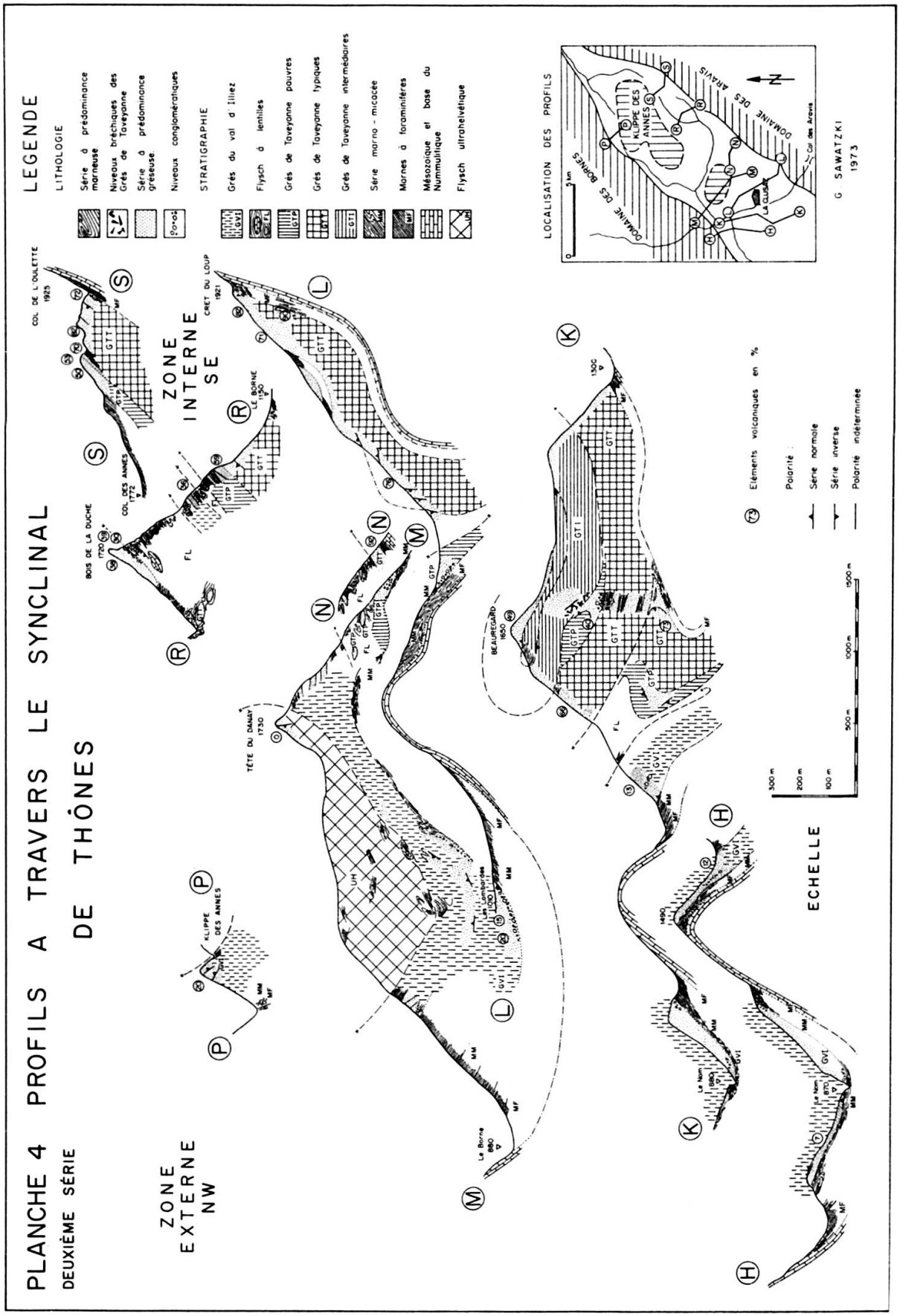


PLANCHE 4 PROFILS A TRAVERS LE SYNCLINAL
DEUXIÈME SÉRIE
DE THÔNES
ZONE EXTERNE NW
ZONE INTERNE SE
LEGENDE
LITHOLOGIE
Série à prédominance marneuse
Niveaux bréchiques des Grés de Taveyanne
Série à prédominance gréseuse
Niveaux conglomératiques
STRATIGRAPHIE
Grés du val d'Illiez
Flysch à lentilles
Grés de Taveyanne pauvres
Grés de Taveyanne typiques
Grés de Taveyanne intermédiaires
Série marno-micacée
Marnes à foraminifères
Mésozoïque et base du Nummulitique
Flysch ultrahelvétique
LOCALISATION DES PROFILS
DOMAINE DES BORNES
DOMAINE DES ARAVIS
KLIPPE DES ANNES
LA CLUSAZ
Col des Aravis
G. SAWATZKI 1973
COL DE L'OULETTE 1925
CRET DU LOUP 1921
COL DES ANNES 1772
BOIS DE LA DUCHE 1720
LE BORNE 1130
TÊTE DU DANAY 1730
BEAUREGARD 1650
KLIPPE DES ANNES
Eléments volcaniques en %
Polarité :
Série normale
Série inverse
Polarité indéterminée
ECHELLE
500 m
1000 m
1500 m
100 m
200 m
300 m

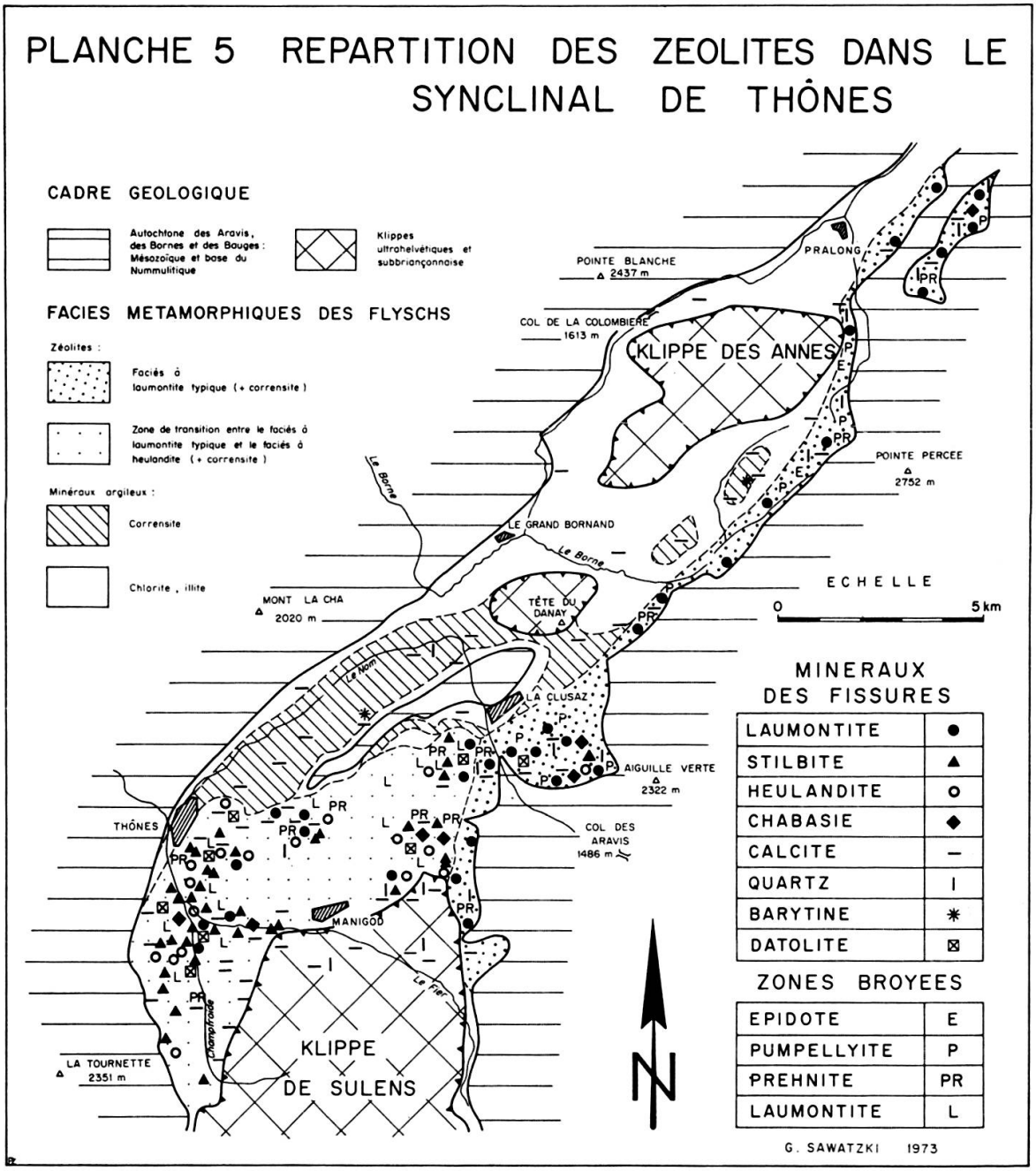


PLANCHE 5 REPARTITION DES ZEOLITES DANS LE SYNCLINAL DE THÔNES
CADRE GEOLOGIQUE
Autochtone des Aravis, des Bornes et des Bauges : Mésozoïque et base du Nummulitique
Klippes ultrahelvétiques et subbriançonnaise
FACIES METAMORPHIQUES DES FLYSCHS
Zéolites :
Faciés à laumontite typique (+ corrensite)
Zone de transition entre le faciés à laumontite typique et le faciés à heulandite (+ corrensite)
Minéraux argileux :
Corrensite
Chlorite, illite
POINTE BLANCHE 2437 m
PRALONG
COL DE LA COLOMBIERE 1613 m
KLIPPE DES ANNES
POINTE PERCEE 2752 m
Le Borne
LE GRAND BORNAND
MONT LA CHA 2020 m
TÊTE DU DANAY
ECHELLE
0 5 km
Le Nom
LA CLUSAZ
AIGUILLE VERTE 2322 m
THÔNES
COL DES ARAVIS 1486 m
MANIGOD
Le Fier
Chamfroide
LA TOURNETTE 2351 m
KLIPPE DE SULENS
MINERAUX DES FISSURES
LAUMONTITE ●
STILBITE ▲
HEULANDITE ○
CHABASIE ◆
CALCITE —
QUARTZ I
BARYTINE ✳
DATOLITE ⊠
ZONES BROYEES
EPIDOTE E
PUMPELLYITE P
PREHNITE PR
LAUMONTITE L
G. SAWATZKI 1973