

<b>Zeitschrift:</b>	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
<b>Band:</b>	48 (1968)
<b>Heft:</b>	2
<b>Artikel:</b>	Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France)
<b>Autor:</b>	Martini, Jacques
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-37787">https://doi.org/10.5169/seals-37787</a>

### 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:** 25.01.2026

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

# **Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France)**

Par *Jacques Martini* (Genève)\*)

Avec 24 figures et 10 tableaux dans le texte et 2 planches

## **Résumé**

L'auteur décrit principalement une série détritique de type flysch, connue sous le nom de „Grès de Taveyanne“. Il s'agit de grauwackes provenant de la démolition d'édi-fices volcaniques dont le matériel effusif est constitué d'andésites à labrador. L'âge de ces sédiments est voisin de la limite Eocène-Oligocène.

Ces grauwackes ont subi un métamorphisme régional de faible profondeur, dû à la surcharge des nappes préalpines. Plusieurs faciès, définis par leurs assemblages minéraux, sont décrits :

1. *Faciès vert*: albite, prehnite plus ou moins abondante, chlorite, séricite, sphène.
2. *Faciès moucheté à laumontite*: albite, laumontite, chlorite, sphène.
3. *Faciès moucheté à pumpellyite et prehnite*: albite, pumpellyite, prehnite, chlorite, sphène.

Le faciès vert s'est formé le premier : il ne se développe que dans les zones tectonisées par le passage des nappes préalpines. Plus tardive, la formation du faciès à laumontite est antérieure à celle du faciès à pumpellyite et prehnite. Ce dernier dérive des grauwackes à laumontite et ne se développe que là où les Grès de Taveyanne ont été recouverts par une unité helvétique.

Il semble que le faciès vert s'est formé à une température inférieure à 200° C, sous une pression de surcharge supérieure à 1600 bars, additionnée d'une „pression de cisaillement“ due à la tectonisation. Le faciès à laumontite s'est développé à une tempé-ration plus élevée, 200° C et plus, mais avec une pression de surcharge semblable, également supérieure à 1600 bars. Enfin, le milieu ayant favorisé le développement du faciès à pumpellyite et prehnite semble identique à celui du faciès à laumontite, mais avec, en plus, une pression d'origine tectonique.

## **Abstract**

The writer describes a detrital series known under the name “Grès de Taveyanne”. This formation includes greywackes which are the product of the erosion of andesitic volcanoes. Its age is estimated to be near the Eocene-Oligocene limit.

---

\* ) Institut de Minéralogie de l'Université, 11, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4.

This series has undergone load metamorphism of low grade character due to tectonic overlaying of nappes. Several facies, characterized by distinct mineral assemblages are described:

1. "*Faciès vert*": albite,  $\mp$  prehnite, chlorite, sericite, sphene.
2. "*Spotted laumontite facies*": albite, laumontite, chlorite, sphene.
3. "*Spotted pumpellyite-prehnite facies*": albite, pumpellyite, prehnite, chlorite, sphene.

The "*Faciès vert*" was formed first: it is found only in zones that underwent mechanical deformation by the overlying of "prealpines" nappes. Laumontite facies development took place after the green facies was formed but before the appearance of the pumpellyite-prehnite facies. This last facies is the result of the transformation of laumontitic grey-wackes and is present only where formation is affected by overloading due to helvetic nappes.

The "*Faciès vert*" is thought to have developed under a temperature lower than 200°C and under an overloading pressure going upper to 1600 bars supplemented by tectonic pressure (stress). Laumontite facies develops at higher temperature (200°C and more), but under the same overloading pressure. At last, the physical environment characteristical of pumpellyite-prehnite facies seems that of laumontite facies but with an additionnal tectonic pressure.

#### TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos . . . . .	542
Introduction . . . . .	542
Historique . . . . .	543
 <i>Première partie</i>	
<i>Etude géologique</i>	
Chapitre I: Distinction pétrographique entre les différents termes du Flysch helvétique . . . . .	549
Chapitre II: Description des affleurements . . . . .	551
1. Autochtone de Cluses . . . . .	551
2. Région d'Arâches-Les Carroz . . . . .	554
3. Région de la Tête du Pré des Saix . . . . .	556
4. Région comprise entre le col de la Tena et Samoëns . . . . .	558
5. Région comprise entre Samoëns et les Allamands . . . . .	560
6. Région comprise entre le lac de Gers et la combe des Foges . . . . .	562
7. Région des Grands Vans . . . . .	563
8. Région de la Tête à l'Ane et de la Pointe de Platé . . . . .	563
Chapitre III: Essai de subdivision des Grès de Taveyanne typiques . . . . .	565
1. Proportion des éléments détritiques majeurs . . . . .	567
2. Classification des grauwackes d'après la nature des éléments andésitiques . . . . .	569
3. Résumé des essais de subdivisions pétrographiques . . . . .	571

Chapitre IV:	Sédimentologie . . . . .	572
	1. Mode et nature de la sédimentation . . . . .	572
	2. Les galets des Grès de Taveyanne . . . . .	574
	3. Le problème du volcanisme autochtone et synchronique . . . . .	577
Chapitre V:	Age du Flysch . . . . .	579
	1. Critères directs . . . . .	579
	2. Critères indirects . . . . .	580
	3. Conclusions . . . . .	583
Chapitre VI:	Problème de l'origine des andésites . . . . .	584
	1. Localisation selon les zones alpines . . . . .	584
	2. Localisation longitudinale par rapport aux zones alpines . . . . .	585

*Seconde partie*

*Pétrographie et métamorphisme des Grès de Taveyanne*

Chapitre I:	Composition originelle du matériel andésitique . . . . .	587
	1. Composition des plagioclases calciques . . . . .	588
	2. Composition minéralogique quantitative . . . . .	590
Chapitre II:	Description des différentes espèces de grauwackes . . . . .	592
	1. Grauwackes à laumontite . . . . .	592
	2. Grauwackes à pumpellyite et prehnite . . . . .	595
	3. Grauwackes à faciès vert . . . . .	596
	4. Types mixtes . . . . .	599
	5. Etude de l'albite . . . . .	599
	6. Etude des chlorites . . . . .	600
Chapitre III:	Considérations sur la composition chimique des grauwackes . . . . .	601
Chapitre IV:	Description régionale . . . . .	606
	1. Région d'Arâches-Les Carroz . . . . .	606
	2. Région de la Tête du Pré des Saix . . . . .	610
	3. Région comprise entre le col de la Tena et Samoëns . . . . .	613
	4. Région comprise entre le lac de Gers et la combe des Foges . . . . .	615
	5. Région des Grands Vans . . . . .	615
	6. Région de la Tête à l'Ane et de la Pointe de Platé . . . . .	617
Chapitre V:	Les accidents minéralogiques . . . . .	618
	1. Les pseudo-galets . . . . .	618
	2. Les galets . . . . .	620
	3. Les accidents charbonneux . . . . .	621
	4. Les roches en relation avec les zones broyées . . . . .	621
	5. Les minéraux des filonnets et des fentes . . . . .	623
Chapitre VI:	Les réactions métamorphiques et leur succession dans le temps . . . . .	625
	1. La dévitrification . . . . .	625
	2. La calcitisation des marges . . . . .	627
	3. Développement du faciès vert . . . . .	629
	4. Développement du faciès à laumontite . . . . .	631
	5. Développement du faciès à pumpellyite-prehnite . . . . .	632
	6. Développement des veines à heulandite, chabasite et stilbite . . . . .	633

Chapitre VII: Conditions physiques de transformation et comparaison avec d'autres régions . . . . .	634
1. Grauwackes du type vert . . . . .	634
2. Grauwackes à laumontite . . . . .	636
3. Grauwackes à pumpellyite-prehnite . . . . .	637
4. Conclusions . . . . .	639
Chapitre VIII: L'albitisation et le problème des spilites . . . . .	640
Chapitre IX: Remarques sur la notion de métamorphisme . . . . .	643
Bibliographie . . . . .	648

## AVANT-PROPOS

C'est sur le conseil de mon maître, M. le professeur M. Vuagnat, que j'ai entrepris l'étude des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre. En fin connaisseur des problèmes posés par la pétrographie du Tertiaire helvétique, il avait compris l'importance-clef de cette région, importance due à la disposition tectonique particulièrement favorable du Flysch. Je ne peux donc que le remercier de m'avoir confié une étude dont il avait déjà deviné tout l'intérêt. Il est presque inutile de préciser ici toute l'aide que je lui dois dans un domaine scientifique où il fait autorité. J'aimerais enfin lui exprimer toute ma reconnaissance pour l'aide matérielle et la gentillesse qu'il m'a toujours témoignées.

J'aimerais également remercier M. le professeur R. Galopin pour le soutien qu'il m'a toujours accordé, de même que M. le professeur F. de Quervain qui a relu mon manuscrit. J'exprime également ma gratitude envers M. le professeur M. Gysin qui a dirigé mes premiers pas en pétrographie. M. le professeur D. S. Coombs a également lu notre manuscrit et nous a fait part de ses critiques et suggestions. Je n'oublierai pas M. le professeur Aug. Lombard à qui je dois la pratique du levé lithologique de détail.

Messieurs les professeurs R. Chessex et D. Krummenacher m'ont donné de fréquents coups de main sur le terrain et prodigué leurs conseils. Qu'ils en soient vivement remerciés.

Je dois mentionner ici le soin particulier que Mme D. Krummenacher a apporté à l'analyse chimique de mes roches.

Je ne saurais oublier mes camarades E. Çoğulu, Y. Cuénod et H. Loubat, qui m'ont aidé directement ou indirectement dans mon travail.

Je désire également exprimer ma gratitude envers Mme S. Joly qui m'a aidé dans le fastidieux travail de dactylographie.

Enfin, j'aimerais remercier particulièrement mes parents, sans lesquels je n'aurais pas pu entreprendre mes études et qui m'ont grandement facilité la réalisation de ma thèse.

## INTRODUCTION

Les montagnes comprises entre l'Arve et le Giffre sont connues sous les noms de massifs de Platé et des Grands Vans. Du point de vue de la géographie physique nous pouvons situer ce territoire dans les Hautes Alpes calcaires, ou chaînes subalpines. Géologiquement, il appartient à une zone miogéosynclinale, connue sous le nom de domaine helvétique *sensu lato*. Dans cette portion des chaînes subalpines, nous distinguons au NW l'autochtone de Cluses et au SE la

nappe de Morcles. Le domaine helvétique est recouvert par des masses charriées complexes dont l'unité inférieure est qualifiée d'ultrahelvétique.

Dans les chaînes subalpines, les terrains les plus jeunes, limités vers le haut par le chevauchement ultrahelvétique, sont composés de dépôts du type flysch. L'étude essentiellement pétrographique de ces derniers est l'objet de cette thèse. Ce sont eux qui contiennent la célèbre formation connue sous le nom de „Grès de Taveyanne“.

Le flysch en question constitue le dernier terme d'une trilogie lithologique dont la succession est la suivante, de bas en haut:

1. Calcaires et grès à petites Nummulites et Orthophragmines, d'âge éocène supérieur. Ce sont des couches à faciès nérétique, rarement plus épaisses que quelques dizaines de mètres, souvent directement transgressives sur un substratum légèrement plissé d'âge crétacé. Nous excluons ici les formations tertiaires plus anciennes et complexes telles que les couches à grandes Nummulites, les Couches des Diablerets, etc.

2. Schistes à Globigérines, plus ou moins calcaires (faciès pélagique). Ce niveau est en général peu épais.

3. Flysch, correspondant à une sédimentation „orogénique“ en milieu probablement profond. Sa puissance est considérable en comparaison des formations précédentes.

Nous pouvons mentionner ici quelques études relativement récentes que le lecteur pourra consulter. En ce qui concerne la géologie générale, on peut signaler: L. MORET (1934), L.-W. COLLET (1943), L. FEUGUEUR (1949, 1954), J. GOGUEL (1955). A. LILLIE (1937) a étudié les masses préalpines en contact avec le Flysch helvétique. Parmi les études relatives au Tertiaire, mentionnons L.-W. COLLET et A. LILLIE (1938), L. FEUGUEUR (1951) et M. VUAGNAT (1958). On peut déplorer le manque de levés géologiques détaillés, hormis une carte de R. PERRET (1929) concernant la partie SE du massif de Platé.

#### HISTORIQUE

L'histoire de l'étude des Grès de Taveyanne est pleine de controverses; cette rétrospective sommaire va nous le montrer clairement. Ici nous allons sortir du cadre étroit fixé par notre territoire et envisager l'ensemble de cette formation. Cette revue nous permettra d'entrer en matière et de familiariser le lecteur avec les problèmes posés. Signalons d'emblée que cet historique n'est pas exhaustif et que nous avons passé sous silence nombre de petites publications anciennes d'intérêt secondaire.

Le premier auteur à mentionner la formation connue plus tard sous le nom de Grès de Taveyanne semble être L.-A. NECKER (1826). Le hasard a fait qu'il l'a observée sur le territoire même où nous avons entrepris notre travail de thèse.

En 1830, E. GUEYMARD signale les „grès mouchetés“ du Champsaur au S du Pelvoux, appellation qui restera d'ailleurs en faveur chez les géologues français.

B. STUDER (1834) appelle „Grès de Taviglianaz“, du nom d'un alpage situé au pied des Diablerets, une formation gréseuse particulière. C'est en 1853 qu'il en révélera la nature volcanique andésitique („dioritische Tuffe“). Pour STUDER, il s'agit d'un tuf d'âge éocène. Il cherche à démontrer une action métamorphique de contact sur les schistes encaissants et signale cette formation en divers points de la Suisse.

En 1865, R.-L. von FELLENBERG publie une première analyse chimique d'un échantillon de Grès de Taveyanne, provenant de Merligen, au bord du Lac de Thoune.

A. FAVRE (1867), dont la monographie géologique de la Savoie est remarquable pour l'époque, pense que les Grès de Taveyanne ne sont pas des tufs mais des roches détritiques constituées surtout d'éléments volcaniques roulés pendant un long transport. Par comparaison avec la stratigraphie du Nummulitique vicentin, il suppose que les débris volcaniques proviennent des basaltes de cette région. FAVRE compare également l'aspect tacheté des basaltes altérés avec la moucheture des Grès de Taveyanne. Il mentionne en outre leur extension dans le synclinal de Thônes. Selon lui, l'âge des grès est éocène. Nous devons constater ici que, sur 400 km d'arc alpin, la plupart des affleurements sont alors connus.

La première description microscopique est due à C. SCHMIDT (1888). Cet auteur revient à l'idée d'une formation presque *in situ*, puisqu'il parle d'un tuf de diabase quartzifère comparable aux éruptions ophitiques des Pyrénées.

Avec des vues semblables quant à leur mode de formation, P. TERMIER (1891) décrit des tufs près de La Clusaz (Haute Savoie).

Peu après, P. TERMIER et P. LORY (1895) décrivent dans le Champsaur un dyke volcanique recoupant les grès mouchetés (par conséquent plus jeune que ces derniers). L'origine du matériel volcanique est à rechercher, selon ces auteurs, dans les mélaphyres de la couverture triasique du massif du Pelvoux.

En 1895, L. DUPARC et E. RITTER publient la première étude pétrographique un peu détaillée des Grès de Taveyanne. Cette étude porte sur la région des Diablerets, de Platé et du synclinal de Thônes. Les auteurs définissent deux catégories de roches volcaniques suivant la nature et la quantité du plagioclase : les andésites et les labradorites. Ils distinguent des variétés d'après la nature des minéraux ferro-magnésiens. Ces auteurs décrivent en outre les roches non volcaniques, c'est à dire les débris de roches cristallines et sédimentaires mêlés au matériel effusif. De plus ils font la différence entre grès mouchetés et non mouchetés. L'idée d'une origine lointaine est reprise par ces auteurs : comme A. FAVRE, ils estiment que l'hypothèse d'une origine dans le Vicentin est la plus probable bien qu'il y ait, disent-ils, une différence pétrographique entre

les fragments éruptifs des Grès de Taveyanne et les roches volcaniques de cette région. Ils remarquèrent également la présence de galets provenant du substratum immédiatement sous-jacent: calcaires du Nummulitique et du Crétacé. Pour expliquer ce fait, ils semblaient penser à des bombements qui auraient accidenté le bassin de sédimentation et auraient permis l'érosion sous-marine du substratum.

H. DOUXAMI (1896), appuie l'idée de L. DUPARC et E. RITTER. Le caractère très exotique des éléments contenus dans les grès des Voirons est pour lui une preuve de plus en faveur de l'origine très lointaine des roches volcaniques. (Douxami supposait que les grès des Voirons étaient autochtones.)

ARN. HEIM (1908), travaillant en Suisse centrale, semble être un des premiers auteurs à attribuer aux grès de Taveyanne une place stratigraphique bien définie dans le Flysch: les Grès de Taveyanne se situent à sa base et sont surmontés par les grès de la série des „Dachschiefer“. Quant à l'origine du matériel volcanique, Heim pense qu'il aurait pu provenir du NW, d'une zone cachée sous les nappes helvétiques et la Molasse. Il attribue aux Grès de Taveyanne un âge lutétien, idée malheureuse qui lui est suggérée par le fait que ces grès se trouvent sous le Flysch ultrahelvétique, superposition dont l'origine tectonique lui échappait.

En 1912, paraît l'œuvre magistrale de J. BOUSSAC sur le Nummulitique alpin. L'auteur est aussi partisan de la nature détritique des éléments volcaniques. Ses synthèses paléogéographiques lui permettent de préciser l'origine de ce matériel. Ainsi il peut écarter l'hypothèse du Vicentin, car la zone axiale des Alpes devait être émergée au moment du dépôt des Grès, c'est à dire, selon lui, au Lattorfien. Pour des raisons paléogéographiques également, il élimine la possibilité d'une provenance extérieure à la zone alpine. Cette origine doit être recherchée près des rivages SE de la mer lattorfienne, c'est à dire dans la zone des ophiolites, dont les Grès de Taveyanne, selon lui, contiennent les débris.

Peu après, l'idée d'un tuf volcanique revient à la mode. En effet, en 1918 et 1920, R. STAUB parle de tufs de diabases et d'andésites d'âge lattorfien. Il formule une hypothèse assez ingénue sur l'origine des cendres: les Alpes, comme d'autres chaînes de montagnes à un stade orogénique moins avancé, devaient être couronnées de volcans dont il ne subsisterait que les fondements batholithiques; ce sont les roches intrusives du S des Alpes: Traversella, Biella, Bergell, Adamello. Pour les Grès de Taveyanne de la Suisse centrale, d'après STAUB, il ne peut s'agir que d'un volcan situé jadis au-dessus du massif granitique du Bergell. Audacieusement, Staub aplanit les difficultés relatives à l'âge plus jeune et à la nature pétrographique différente du batholite du Bergell: l'âge miocène du granite n'est que l'âge final de l'intrusion, laquelle a débuté plus tôt par un magma plus basique dont on retrouve en enclaves, dit-il, des restes non digérés.

E. ARGAND (1920), adopte l'idée de R. STAUB et pense que l'intrusion dioriti-

que de Traversella doit être à l'origine des Grès de Taveyanne de la Suisse occidentale et de la France.

P. NIGGLI (1922), effectue une étude pétrochimique souhaitée par R. Staub. Les comparaisons avec les intrusions platoniques envisagées n'amènent pas de faits décisifs.

Il faut signaler ici deux découvertes presque simultanées ayant une importance d'ordre stratigraphique. M. LUGEON (1923) signale des Orthophragmomes dans les Grès de Taveyanne des Diables-Rets. L. MORET (1924), en découvre également dans les grès du massif des Grands Vans. L'âge éocène supérieur admis par les premiers auteurs semble à nouveau valable.

En 1918, F. DE QUERVAIN publie un important travail sur les Grès de Taveyanne. Il décrit en détail les éléments détritiques en fonction de leur minéralogie et de leur structure. Il propose en outre une classification des grès basée sur des critères granulométriques et définit différents types d'associations de bancs gréseux. Remarquons ici que cette dernière façon de voir se rapproche beaucoup des méthodes proposées actuellement par AUG. LOMBARD (1963). DE QUERVAIN étudie en outre une quantité de points accessoires qui avaient été négligés jusqu'alors, comme les galets argileux, les phénomènes d'écrasement, la détermination précise des plagioclases, les minéraux d'altération, etc. Il insiste en particulier sur ce dernier point, en relation avec la moucheture des grès : celle-ci provient de l'altération des plagioclases. DE QUERVAIN démontre, avec de nombreuses preuves à l'appui, que les Grès de Taveyanne ne sont pas des tufs. A l'origine, ils seraient constitués de sables noirs analogues à ceux que l'on peut observer actuellement sur les côtes des pays à roches volcaniques. L'auteur pense que leur dépôt a été très rapide : ici encore, DE QUERVAIN se rapproche des conceptions récentes concernant la sédimentologie du Flysch. Sur l'origine du matériel volcanique, l'auteur ne se prononce qu'avec une extrême prudence. Après avoir passé en revue les différentes hypothèses, il pense à la zone du Pennique externe, où il existerait peut-être des témoins „en place“ et métamorphiques des produits de volcanisme ancien.

La monographie de L. MORET (1934), sur le massif des Bornes (Haute Savoie), n'apporte guère d'éléments nouveaux sur les grands problèmes, sauf en ce qui concerne l'âge des Grès de Taveyanne (il adopte en gros les idées de J. BOUSSAC), mais décrit un certain nombre de coupes stratigraphiques intéressantes.

Par la suite, le travail de W. BRÜCKNER (1937), dans la zone clef du Schächen-tal, en Suisse centrale, marque une première tentative de subdivision stratigraphique en fonction de la composition minéralogique. Cet auteur remarque que la teneur en quartz augmente progressivement de bas en haut de la série. Il distingue ainsi les Grès de Taveyanne inférieurs, moyens et supérieurs. Les Grès d'Altdorf sus-jacents sont également subdivisés en deux termes : Grès d'Altdorf inférieurs et Grès d'Altdorf supérieurs.

Mentionnons ici le travail de W. LEUTPOLD (1937), qui distingue deux Flysch : le Flysch sudhelvétique et le Flysch nordhelvétique. C'est dans le Flysch nordhelvétique, déposé dans une partie plus externe du géosynclinal alpin, que se situent les Grès de Taveyanne.

Dans une courte note, L.-W. COLLET et M. GYSIN (1941), décrivent un type spécial de Grès de Taveyanne, provenant du Val d'Illiez. Il s'agit d'un grès pauvre en éléments volcaniques parmi lesquels les auteurs signalent la présence d'un type de roche jusqu'alors inconnu : des débris de porphyrites arborescentes. Les auteurs pensent à des débris issus de l'érosion de coulées sous-marines et évoquent à ce sujet les diabases déjà connues dans les Préalpes.

A la suite de cette découverte, M. VUAGNAT (1943) effectue son travail de thèse sur le Flysch du Val d'Illiez. Saisissant l'importance de la découverte, il étudie en détail la nature des divers éléments détritiques et en conclut qu'ils doivent provenir de l'érosion des nappes préalpines ou austroalpines alors „en marche“. Il démontre que ces „Grès de Taveyanne du Val d'Illiez“ résultent de l'évolution progressive des Grès de Taveyanne classiques, stratigraphiquement sous-jacents. Ces faits sont importants pour tenter de résoudre le problème toujours pendant de l'origine des andésites. En effet, le matériel andésitique, dans ces conditions, peut avoir la même origine géographique que les débris de coulées sous-marines. Or on sait d'où peuvent provenir ces diabases. Dans une reconstitution paléogéographique, M. Vuagnat pense que dans la région en question, le volcanisme a été tout d'abord sous-marin, puis subaérien. Ensuite, l'érosion attaque les andésites puis les coulées en coussins. Il découle en outre de cette manière de voir que les coulées andésitiques primaires, doivent avoir complètement disparu, les coulées sous-marines étant elles-mêmes réduites à des affleurements peu importants.

En 1946, J.-W. SCHROEDER et E. PICTET signalent la présence dans le massif des Grands Vans, de petites Nummulites oligocènes, dans la partie sommitale des Grès de Taveyanne. Ils signalent également une Orthophragmine, plus bas dans la série, qui serait ainsi encore éocène à sa base.

Dans son étude de 1943, M. VUAGNAT sortait déjà du cadre étroit du Val d'Illiez. C'était le prélude à un travail d'ensemble, terminé en 1952. Sous le titre „Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nord-helvétique“, l'auteur s'attache principalement à l'étude pétrographique des grès du Flysch appliquée à la stratigraphie et à la paléogéographie alpine. Dans cet ouvrage devenu classique, l'auteur étudie tous les affleurements connus en Suisse, à l'exception toutefois des écailles tectoniques de la bordure NW des Préalpes. Parmi les nombreux points étudiés, il donne une classification basée sur la pétrographie du matériel volcanique tel qu'il se présente à l'examen microscopique, sans préjuger des transformations minéralogiques que ce matériel aurait pu subir après son dépôt. La valeur stratigraphique se déduit „après coup“. Cette classification distingue de bas en haut tout d'abord différents

types de Grès de Taveyanne sensu stricto, riches en matériel andésitique, puis un type assez voisin, mais où le matériel à faciès andésitique est moins abondant et uniquement spilitique (catégorie T IV). Au-dessus nous trouvons les Grès du Val d'Illiez (tout d'abord nommés, nous l'avons vu, Grès de Taveyanne du Val d'Illiez), puis enfin les grès de Matt-Gruontal, dépourvus de matériel volcanique basique. Quant aux grands problèmes de l'origine de ce matériel, l'opinion de l'auteur est semblable à celle déjà émise dans sa thèse.

En 1952, J. GOGUEL étudie les galets andésitiques découverts par A.-F. de Lapparent (1938) dans la région de St-Antonin (Var). Il pense qu'il s'agit d'un volcanisme *in situ* et non pas d'éléments détritiques d'origine lointaine.

Mentionnons maintenant une découverte intéressante du point de vue stratigraphique, celle faite par P. GIDON (1954), dans le Champsaur. Cet auteur a observé vers la base de la Série des Grès mouchetés deux bancs de calcaires très riches en Orthophragmines intercalés dans ces derniers. C'est un argument sûr en faveur de l'âge priabonien de ces grès, en tous cas en ce qui concerne leur base.

Dans une étude de la chaîne des Aravis (Haute Savoie), J. ROSSET (1957), aborde un peu la question des Grès de Taveyanne et émet à ce sujet quelques idées particulières. Ainsi les grès T IV de M. VUAGNAT feraient partie du Flysch ultrahelvétique. De plus, les éléments volcaniques des grès de Bonneville (voisins du type du Val d'Illiez de M. Vuagnat), proviendraient de l'érosion des Grès de Taveyanne alors émergés dans la chaîne des Aravis.

La même année, P. BELLAIR signale dans le Champsaur des roches qui seraient les témoins d'un volcanisme local, de type explosif et sous-marin.

A Clumanc (Basses-Alpes), Y. GUBLER (1958) signale également une sorte de tuf qui représenterait le produit d'une pluie de cendres se mêlant à des sédiments grossiers (galets) et peu profonds, dont l'origine n'est pas volcanique.

L'hypothèse apparemment plus séduisante du volcanisme contemporain et „*in situ*“ semble décidément regagner du terrain car, à ces derniers travaux, s'ajoute celui de S. BEUF (1958). Cet auteur étudie spécialement les Grès du Champsaur. Pour lui, le Flysch de cette région se compose de deux parties distinctes, à savoir, d'une part le Flysch proprement dit, constitué de bancs gréseux peu importants, sans matériel volcanique, d'autre part les intercalations, en bancs épais, des grès mouchetés avec éléments andésitiques. Ces bancs de grès mouchetés, pour lesquels l'auteur introduit le terme de „coulées volcanodétritiques“, résulteraient d'avalanches sous-marines déclenchées par des éruptions côtières. Quelquefois le matériel cinérifique encore chaud peut se consolider et donner de véritables andésites régénérées. Il y aurait aussi un apport par pluies de cendres dans la mer et par éruptions sous-marines de nature spilitique.

La même année, R. BARBIER et R. MICHEL décrivent à la base du Flysch des Aiguilles d'Arve (Isère) un affleurement isolé d'andésite, représentant un témoin des volcans en relation avec les grès mouchetés.

Dans une brève note préliminaire, M. VUAGNAT (1958), décrit quelques grès de la région d'Arâches et du synclinal de Thônes.

Mentionnons encore le travail de P. CORMINBOEUF (1959), sur les grès de Cucloz (Fribourg). Ces grès, assimilables aux Grès de Taveyanne et du Val d'Illiez, se présentent en écailles tectoniques complexes, entraînées sous les Préalpes avec le Flysch ultrahelvétique. Des intercalations marneuses ont livré une faune planctonique d'âge paléocène supérieur. L'auteur en déduit que les Grès de Taveyanne et du Val d'Illiez ne sont pas typiques d'une unité paléogéographique et peuvent se retrouver à des niveaux plus anciens, dans des zones plus internes de la chaîne alpine. Comme on le voit, cette idée n'est pas faite pour simplifier le problème.

Signalons encore un dernier travail, celui de S. BEUF, B. BIJU-DUVAL et Y. GUBLER (1961), qui étend la notion de „coulées volcano-détritiques“ aux Grès de Taveyanne du synclinal de Thônes.

En conclusion il faut relever que les auteurs sont toujours d'accord sur un point: les Grès de Taveyanne sont une formation remarquablement uniforme sur 400 km d'arc alpin. Par contre, il n'en va pas de même en ce qui concerne l'âge relatif exact, le mode de formation et, surtout, l'origine du matériel andésique. Depuis plus d'un siècle, ce point constitue une pomme de discorde entre géologues. Les nombreux travaux effectués n'ont pas amené de solution vraiment satisfaisante et la logique veut que notre étude ne fasse pas exception: le problème des Grès de Taveyanne est un secret que les Alpes refusent obstinément de nous livrer.

## PREMIÈRE PARTIE

### **Etude géologique**

Dans cette partie, nous n'envisagerons que les problèmes relatifs à la stratigraphie et à la paléogéographie des Grès de Taveyanne. Pour le moment, nous ne toucherons donc à l'aspect pétrographique et minéralogique que dans le but de résoudre ces problèmes.

#### **Chapitre I**

##### **DISTINCTION PÉTROGRAPHIQUE ENTRE LES DIFFÉRENTS GRÈS DU FLYSCH HELVÉTIQUE**

En gros, nous avons adopté une classification inspirée de celle de M. VUAGNAT (1952). Rappelons ces différentes catégories pétrographiques, basées sur la nature des éléments volcaniques basiques.

1. *Grès de Taveyanne I*: Le matériel constitutif est formé d'abondants débris d'andésite à plagioclase calcique et à éléments ferro-magnésiens frais.

2. *Grès de Taveyanne II*: Cette catégorie diffère du type I par la nature du plagioclase qui est ici albitique. On distingue en outre deux sous-espèces, les types IIa et IIb, suivant la présence (b) ou l'absence (a) de minéraux d'altération calcique.

3. *Grès de Taveyanne III*: Ce type est voisin de la catégorie IIb, mais en diffère par l'altération des éléments ferro-magnésiens (augite et hornblende) qui sont chloritisés.

4. *Grès de Taveyanne IV*: Tandis que dans les trois types précédents, la teneur en matériel volcanique était élevée, voisine de 80 %, ici, dans la catégorie IV, elle est plus basse et de nature spilitique: les fragments présentent toujours un faciès andésitique mais le plagioclase constitutif est de l'albite et les éléments ferro-magnésiens sont chloritisés.

5. *Grès du Val d'Illiez*: La teneur en matériel volcanique joue ici un rôle quantitatif moins important. Elle est variable mais voisine de 20 % en moyenne. On y retrouve encore les débris spilitiques à faciès andésitique des Grès de Taveyanne du type IV, mais, en plus, on voit apparaître des fragments volcaniques témoins d'un volcanisme diabasique sous-marin. On distingue au sein de ce groupe, un type I plus riche en matériel volcanique, où les débris à faciès andésitique dominent et un type II plus pauvre en fragments volcaniques, mais où les débris diabasiques prédominent.

6. *Grès de Matt-Gruontal*: Dans cette dernière catégorie, il n'y a plus de matériel volcanique basique.

Cette classification essentiellement descriptive n'a pas a priori une valeur uniquement stratigraphique. Si son auteur adopte cette attitude, c'est que, pour certains types, cette valeur est incontestable, alors que pour d'autres il est difficile de trancher. Ainsi M. VUAGNAT pense que les catégories I, II b et III sont issues d'un même sédiment originel, mais transformé postérieurement en 3 catégories sous l'effet de l'altération. Quant à la catégorie IIa, elle semble distincte de ces trois dernières, bien que M. VUAGNAT soit prudent sur ce point. Les grès IV sont incontestablement formés à l'origine d'un matériel détritique différent, car leur teneur en éléments volcaniques est plus basse. Les autres catégories, Grès du Val d'Illiez et de Matt Gruontal, ne posent pas de problèmes de ce genre.

Dans la deuxième partie de notre travail, nous verrons que nous avons pu mieux que M. VUAGNAT en Suisse, faire la part de ce qui est primaire par rapport à ce qui est dû à l'altération, en partie grâce à des conditions de terrain plus favorables. Cependant, nous n'avons pas tout éclairci. De toute façon, il semble que la seule classification ayant une valeur stratigraphique indiscutable doit être basée uniquement sur la quantité de matériel volcanique défini par ses structures, c'est à dire sans tenir compte de la nature du plagioclase ni du

degré d'altération des éléments ferro-magnésiens. Ainsi nous distinguerons deux types de roches volcaniques : le faciès andésitique et le faciès diabasique (débris de pillow-lavas).

Nous avons reconnu les 3 grandes catégories suivantes, stratigraphiquement superposées :

1. Grès de Taveyanne riches en fragments à faciès andésitique, ou Grès de Taveyanne typiques, englobant les types I, IIa, IIb et III de M. Vuagnat.

2. Grès de Taveyanne pauvres en matériel à faciès andésitique, correspondant la plupart du temps au type IV, mais comprenant souvent des types qui seraient identiques aux catégories I et III, sans leur teneur anormalement basse en débris volcaniques.

3. Grès du Val d'Illiez (même définition que M. VUAGNAT).

Il est aisément de déterminer à quelle catégorie un grès appartient sinon déjà sur le terrain, du moins à l'aide du microscope. Nous verrons par la suite qu'il est possible d'établir d'autres subdivisions, mais qu'elles sont d'un emploi plus malaisé.

Ici, il nous faut encore préciser que, strictement parler, le terme de Grès de Taveyanne est impropre, à cause de la faible teneur en quartz de ces roches. C'est un fait relevé par plusieurs auteurs (M. VUAGNAT, 1952). La plupart des géologues ayant décrit des roches analogues dans diverses régions du globe, parlent de grauwackes. Toutefois, le terme de „Grès de Taveyanne“ étant consacré par l'usage, nous le conserverons lorsqu'il s'agira d'évoquer la formation. Ainsi nous ne parlerons pas de „grauwackes de Taveyanne“ mais, par exemple, de „... bancs de grauwackes inclus dans les Grès de Taveyanne riches en matériel volcanique“.

## Chapitre II

### DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

#### 1. Autochtone de Cluses

Sur l'anticlinal de Cluses, le Flysch autochtone forme une couverture continue, généralement mince, sauf sur la partie frontale du pli où il s'épaissit énormément, ainsi que l'a démontré A. LILLIE (1937). Le seul point où le Flysch contient des termes suffisamment grossiers pour être accessibles à une diagnose sous le microscope est la partie inférieure du torrent d'Englène, vers l'altitude de 570 m environ. Là, le torrent franchit en cascade une barre dure formée d'une série de bancs et épaisse de 30 mètres environ. Il s'agit de Grès du Val d'Illiez, comme l'avait déjà démontré M. VUAGNAT (1958). Nous pouvons ajouter que les débris spilitiques à faciès andésitique sont plus abondants que ceux résultant de la démolition de laves en coussins (diabases intersertales,

intersertales divergentes, arborescentes et sphérolithiques, chlorite intercoussins). Par comptage de points (platine intégratrice Swift), nous avons constaté sur 6 lames minces, que la proportion en matériel diabasique est toujours inférieure à la moitié de la teneur en matériel andésitique. Les valeurs trouvées sont consignées sur le tableau I.

Tableau I

N°	Pourcentage de matériel volcanique	Rapport andésites/andésites + diabases
203	8,5	0,75
204	10,0	0,95
206	9,8	0,90
207	12,7	0,74
208	12,1	1,00
209	11,5	0,68

Signalons que les chiffres donnés, surtout ceux de la deuxième colonne, doivent être considérés comme approximatifs, vu le petit nombre de points comptés (de 31 à 68 points sur matériel volcanique!), en outre, l'identification de certains fragments s'avère difficile en raison de leur faible taille.

Toutefois, il ressort nettement que ces grauwackes appartiennent aux termes inférieurs des Grès du Val d'Illiez, définis par M. VUAGNAT d'après la valeur du rapport p. (= andésites/andésites + diabases). Cependant, la teneur absolue en matériel volcanique semble un peu basse : elle ne dépasse guère 10%, tandis que l'on devrait s'attendre à 30% en moyenne. Nous tenterons d'expliquer par la suite cette anomalie.

A première vue, ces Grès du Val d'Illiez semblent faire partie du flanc NW de l'anticlinal de Cluses, dont les couches, plongeant modérément vers le SE, seraient renversées. Il n'en est rien ; en examinant plus attentivement l'affleurement, on constate en effet que la majeure partie des bancs présente une polarité normale ; seuls, quelques bancs, visibles au pied de la barre, se trouvent en position renversée. De plus on s'aperçoit que les grauwackes disparaissent rapidement environ 150 m au N de la cascade. Il semble donc que les Grès du Val d'Illiez dessinent dans le torrent d'Englène un anticlinal déjeté vers le NW. Cet anticlinal constitue, peut-être, la prolongation du pli des rochers de Leschaux, situé plus au S, dans la partie septentrionale du massif des Bornes.

Les Grès du Val d'Illiez renversés, situés au pied de la cascade, surmontent des Schistes Marno-micacés qui leur sont donc stratigraphiquement supérieurs. On observe encore ces schistes, plus au NW, dans un ravin près du lieu dit La Feuillière et plus au N, dans un autre ravin que la route Cluses-col de Châtillon recoupe au point 544,8. Mais on ne voit nulle part des termes suffisamment grossiers pour pouvoir être identifiés. Le contact avec les masses ultrahelvétiques semble partout masqué par la moraine.

En remontant le ravin en amont de la cascade d'Englène, on observe une

épaisse séquence de Schistes Marno-micacés avec de petits bancs gréseux très fins, probablement les mêmes que précédemment. Ces schistes constituent le remplissage du synclinal séparant l'anticlinal de Cluses de celui que nous venons de décrire. On pouvait s'attendre à retrouver la barre des Grès du Val d'Illiez dans le flanc NO de l'anticlinal de Cluses. Il semble que tel ne soit pas le cas car, dans le ravin d'Englène, sous le hameau de la Motte et en bordure du sentier reliant ce hameau à Cluses, la série est complète dès le sommet du Nummulitique: si la barre en question existait, elle ne pourrait demeurer inaperçue.

Ce fait met bien en évidence la disposition assez lenticulaire du Flysch, les termes grossiers pouvant rapidement passer latéralement à des roches détritiques fines. Notons que dans la prolongation SW du synclinal, dans la région de Cenise, on observe une disposition analogue: dans le flanc NW de ce pli, les Grès du Val d'Illiez sont bien développés, avec même des faciès conglomératiques, tandis que dans le flanc SE, les termes grossiers ont complètement disparu (J. CHAROLLAIS et J. ROSSET, 1965).

Dans le torrent d'Englène, sous le hameau de la Motte, les Schistes Marno-micacés sont chevauchés par une lame tectonique de Crétacé supérieur et de Nummulitique. Cette lame calcaire constitue un escarpement déterminant une petite cascade. Il ne s'agit pas d'une lentille ultrahelvétique, car le Nummulitique, en position renversée, présente le faciès de l'autochtone. Il est transgressif sur le Crétacé supérieur et passe à des Schistes à Globigérines. Il s'agit soit d'une lame paraautochtone arrachée au passage par l'ultrahelvétique, soit d'un phénomène de „collapse“: la couverture d'âge Crétacé supérieur et Nummulitique de l'anticlinal de Cluses se serait décollée et renversée en arrière „comme la peau d'une banane à moitié pelée“.

Les autres affleurements du Flysch de l'anticlinal de Cluses ne présentent guère d'intérêt. Il s'agit partout de schistes micacés avec quelques minces bancs très finement détritiques. Dans le ruisseau de Chargy, on observe une série très réduite par les effets du charriage ultrahelvétique. Les Schistes à Globigérines sont encore bien représentés et passent vers le haut à quelques mètres de Schistes Marno-micacés, le sommet de la série étant tronqué. Cette même série basale s'observe encore immédiatement à l'amont du village de La Frasse où, à 150 m environ du point 966,3, sur la rive gauche du ruisseau, on peut observer le contact avec le Wildflysch. Quelques blocs de Grès de Taveyanne *sensu lato*, tectonisés et emballés dans des schistes écrasés soulignent le plan de chevauchement. Le plus gros de ces blocs atteint 3 m de grand diamètre. Il s'agit très probablement de Grès de Taveyanne arrachés au Flysch de la nappe de Morcles par le passage des nappes ultrahelvétiques et charriés jusque sur les Schistes Marno-micacés autochtones.

Plus bas, dans le secteur compris entre les localités de la Frasse et de Ballancy, on peut observer une masse assez importante de Schistes Marno-

micacés, semblables aux précédents, mais fréquemment replissés. L'appartenance des ces schistes à l'autochtone est incertaine car il pourrait s'agir, en partie, de Flysch marno-micacé de la nappe de Morcles, traîné en écailles par l'Ultrahelvétique. Le contact avec ce dernier est visible sur plus de 100 m le long du ruisseau allant de Ballancy au S du village de la Frasse. Dans le ruisseau sous Ballancy et plus bas encore, dans le nant des Rots, jusque près du point 671,8, on peut observer, au-dessus des Schistes à Globigérines, de faibles épaisseurs de Schistes Marno-micacés. Ces derniers sont froissés et appartiennent peut-être encore au Flysch autochtone. Ils sont en contact, dans le nant des Rots, avec le Flysch appartenant sûrement à la nappe de Morcles et que nous allons décrire maintenant.

## 2. Région d'Arâches-les Carroz

Lorsque l'on monte de Balme à Arâches en suivant l'ancienne route, on atteint les premiers affleurements du Flysch de la nappe de Morcles vers l'altitude de 630 m. On remarque à cet endroit un gros banc en position renversée, peut-être un peu affaissé. Il s'agit de Grès de Taveyanne typiques, riches en matériel volcanique. Ces mêmes roches s'observent 160 m plus loin, dans une meilleure coupe. Malgré leur tectonisation, on reconnaît tout d'abord les Schistes à Globigérines, puis le Flysch avec des bancs verticaux de grauwackes totalisant environ 15 m de puissance. Le tout est surmonté par des Schistes Marno-micacés avec leurs intercalations habituelles de minces bancs de grès fins. Ces schistes semblent être en contact avec l'autochtone aux alentours du pont des Routes (Point 671,8). Les mêmes Grès de Taveyanne affleurent encore au bord de la nouvelle route, au point 729,0.

Passablement plus en amont, sous le „R“ de Rots, au confluent d'un ruisseau latéral, à l'altitude 750 m (toutes les indications topographiques se rapportent à la carte au 1/20 000), on relève une coupe intéressante qui débute par un banc vertical, épais de plusieurs mètres, de Grès de Taveyanne typique. La série se continue par 14 m de Schistes Marno-micacés, avec quelques petits bancs finement détritiques. Ces schistes, un peu froissés tectoniquement au sommet, sont surmontés par 12 m de grauwackes plus ou moins grossières qui alternent avec des schistes. Macroscopiquement, ces roches sont très différentes des Grès de Taveyanne; grises et micacées, elles ressemblent fortement aux Grès du Val d'Illiez.

Nous avons examiné 10 plaques minces préparées sur des échantillons récoltés sur toute l'épaisseur de cette série. Sous le microscope, il s'agit de grauwackes très séricitisées et surtout calcitisées, dont le matériel andésitique constitue environ le 50 % du matériel détritique, si l'on se base sur un comptage de points portant sur les deux échantillons les moins altérés (46 et 49 % de matériel volcanique). L'absence de matériel diabasique (débris de coussins)

nous permet de dire qu'il s'agit de Grès de Taveyanne pauvres en débris volcaniques. Au-dessus, la série se poursuit sur plusieurs dizaines de mètres par des Schistes Marno-micacés.

Plus en amont encore, vers 800 m d'altitude, à proximité du „o“ d'Arberro, on rencontre une coupe complète. Elle débute par le sommet du Nummulitique, visible sur rive gauche et surmonté par les Schistes à Globigérines. Si l'on descend ensuite le cours du torrent, nous montons dans la série et l'on recoupe ainsi environ 80 m de Grès de Taveyanne typiques, en gros bancs épais, plongeant fortement en direction du N. Le sommet de cette série est analogue à la partie terminale de la séquence que nous avons décrite précédemment et en constitue la prolongation : après un épisode schisteux d'une quinzaine de mètres, on retrouve les intercalations de Grès de Taveyanne, plus pauvres en éléments volcaniques. Si nous remontons le torrent des Rots, en repartant du „o“ d'Arberro, nous nous heurtons, après 250 m, à une barre de grès grossiers, appartenant au Flysch ultrahelvétique. Le cours d'eau y forme une cascade. Signalons ici que les grès ultrahelvétiques se distinguent aisément des grauwackes du Flysch helvétique par leur teinte plus claire, souvent jaunâtre. Au pied de cette barre, on observe le chevauchement de l'Ultrahelvétique sur les Grès de Taveyanne typiques. Plus haut, le torrent des Rots coule sur les grès ultrahelvétiques jusqu'au pont du chemin Arâches-Le Codex. Là, on peut observer un affleurement de grauwackes grises, attribuables aux Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques, indiquant que nous avons réintégré le domaine du Flysch de la nappe de Morcles. Toujours en remontant le cours d'eau, nous retrouvons les Grès de Taveyanne typiques et, 100 m en amont du point 948,3, nous pouvons à nouveau observer leur contact avec le Flysch ultrahelvétique.

Dans la région comprise entre Arâches et Pernant, nous rencontrons partout des Grès de Taveyanne typiques, dont l'importance quantitative croît progressivement. Ces grauwackes se trouvent en direction du SE, sur le dos de la digitation frontale de la nappe de Morcles et les plongements des couches sont en général plus modérés. Le long de la nouvelle route Arâches-Les Carroz, de beaux affleurements ont été mis à jour ; nous y reviendrons plus tard.

Une bonne coupe est visible dans le torrent de Gron ; elle met en évidence l'augmentation de la puissance des Grès de Taveyanne typiques, qui atteignent ici près de 150 m en tous cas. Nous avons échantillonné cette coupe depuis les premiers bancs de la base, dans le village même des Moulins, jusqu'au contact avec le Wildflysch, à l'altitude de 1385 m. L'examen de 14 plaques minces permet de voir que ces grauwackes sont très uniformes et toujours très riches en débris à faciès andésitique (70 à 80% en moyenne).

Entre les villages des Moulins et les chalets de Plaine Joux, on observe pour la première fois le phénomène qui permet d'expliquer l'augmentation progressive de l'épaisseur de la formation en direction du SE. En effet, dans le village

des Moulins, la première barre de grauwacke ne semble être séparée du sommet des Schistes à Globigérines que par 10 m au plus de Schistes Marno-micacés. (Cela était bien visible lors de travaux d'excavations au „Le“ de Le Carro.) Si maintenant nous cheminons vers le S, en suivant la barre de proche en proche, nous nous apercevons, à la hauteur des chalets de Plaine Joux, que la base de cette barre est séparée du sommet des Schistes à Globigérines par un Flysch épais de 60 m, dans lequel sont apparues de nouvelles intercalations de grauwackes. Ainsi la série des Grès de Taveyanne s'épaissit par le bas, grâce à l'adjonction progressive de nouveaux bancs. Notons encore qu'à cet endroit, et cela est bien visible le long de la route, les Schistes à Globigérines sont particulièrement épais (plus de 80 m) et contiennent de minces intercalations de grès quartzeux calcitiques, de même nature que les grès du Nummulitique sous-jacent.

### 3. Région de la Tête du Pré des Saix

Dans la région du Pré des Saix, les crêtes sont essentiellement caractérisées par la réapparition et le grand développement des Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques.

A ce propos, nous devons attirer l'attention sur le fait qu'il est possible de reconnaître ces roches sur le terrain. Elles se différencient à vue des Grès de Taveyanne typiques, par une teinte plus claire et moins verte et par la plus grande abondance du mica et du quartz. Mais, comme l'a fait remarquer M. VUAGNAT (1952), ces attributions sur le terrain doivent être confirmées par de fréquentes vérifications sous le microscope.

Les Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques affleurent déjà vers la pointe de Cupoire, où ils sont chevauchés par l'Ultrahelvétique. Plus à l'E, ils se développent en une barre homogène de 20 mètres d'épaisseur environ, très bien visible dans le paysage. Une bonne coupe peut se relever 200 m au SE du point 2112,5. Elle est similaire à celle précédemment décrite dans le nant des Rots. A la base, nous avons le sommet des Grès de Taveyanne typiques, surmonté par 12,5 m de schistes micacés qui contiennent en intercalation, 2 m sous leur sommet, un banc de 20 cm de grauwackes gris-clair. Sous le microscope, cette grauwacke se révèle être une roche très calcitisée, attribuable déjà aux Grès de Taveyanne pauvres en débris volcaniques. Au-dessus des schistes, ces mêmes grauwackes forment la barre de 20 mètres mentionnée ci-dessus. Elles sont ici très grossières, les éléments détritiques atteignant souvent 5 mm. Des coupes minces nous ont montré qu'il s'agit exactement de Grès de Taveyanne du type IV de M. VUAGNAT. Au-dessus, après quelques mètres de schistes, nous observons un petit affleurement de Grès de Taveyanne typique, d'aspect tectonisé, qui est directement surmonté par le Wildflysch d'une petite klippe. Il s'agit ici encore d'une écaille d'origine plus interne et entraînée à la base de l'Ultrahelvétique.

Plus à l'E, au N du sommet 2100,4, nous observons une disposition très semblable. Toutefois la barre homogène, précédemment décrite, n'est plus représentée ici que par une série peu épaisse de bancs distincts, surmontés par 20 m de Schistes Marno-micacés. Cependant, à moins de 200 m au SE, les grauwackes reprennent de l'importance et se reconstituent en une barre épaisse. Ce fait met de nouveau bien en évidence la structure lenticulaire des grauwackes du Flysch. Au-dessus, on observe une petite klippe de Wildflysch, séparée des Schistes Marno-micacés par une écaille tectonique de Grès de Taveyanne typiques, épaisse de quelques mètres.

Au NE de la Tête du Pré des Saix, on peut suivre facilement la barre de Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques jusqu'à près du chalet du

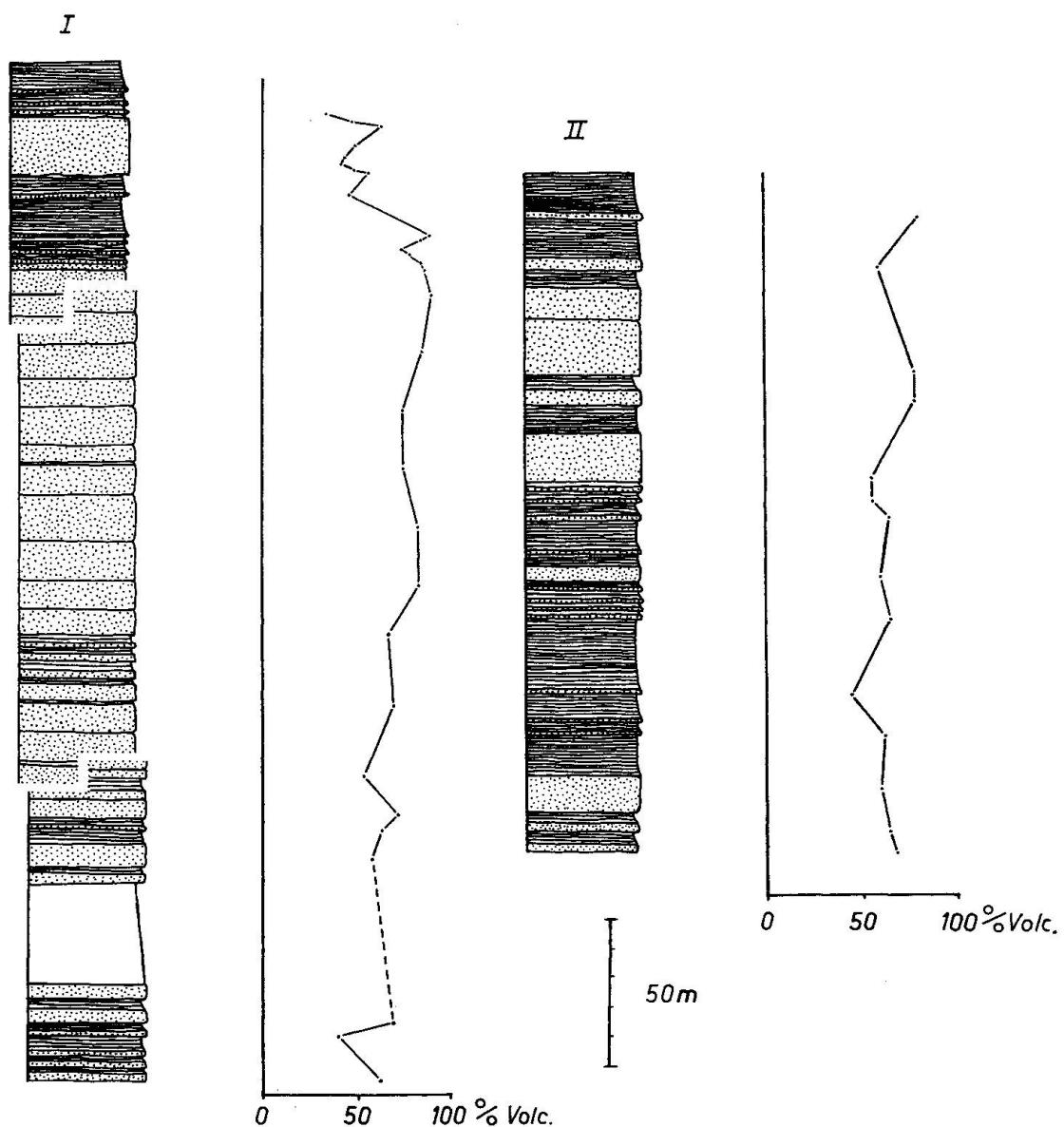


Fig. 1. Coupe de la Tête du Pré des Saix-Le Moilliet (I) et de la Tête à l'Ane (II).

Glacier, dans la combe de Fond d'Edian. Leurs bancs se redressent de plus en plus en direction du N et sont toujours surmontés par l'Ultrahelvétique. Un bon contact avec ce dernier se remarque dans le torrent de la Socqua, sous le point 1278,7. En cet endroit également, la base de la barre est conglomeratique, avec des éléments atteignant 1 cm. Au NW de la Tête du Pré des Saix, le contact avec l'Ultrahelvétique est visible dans le ruisseau de la Corne, mais ce sont cette fois les Grès de Taveyanne typiques, avec un fort pendage au N, qui sont surmontés par le Wildflysch. Plus à l'E, au-dessus du „h“ de la Lanche, les Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique réapparaissent.

Les flancs S de la Tête du Pré des Saix mettent en évidence toute la série des Grès de Taveyanne typiques, ce qui n'était pas le cas plus au N, où seul leur sommet était visible. Ils atteignent ici une épaisseur voisine de 300 m. Nous avons échantilloné la coupe complète, en plusieurs tronçons. La partie supérieure comprend le sommet des Grès de Taveyanne typiques et les Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique. Nous l'avons levée sur l'arête reliant le point 2100,4 au col de Vernant. La partie moyenne est prise plus à l'W, dans le ravin débutant sous le point 1970,4 (pointe de Corbalanche). On y voit des bancs épais, alternant avec une phase schisteuse, généralement peu importante. La base, enfin, depuis le sommet des Schistes à Globigérines, a été relevée 800 m environ au SW, le long de la nouvelle route menant à la station de Flaine supérieur. Les bancs de grauwacke y ont la même importance que dans la partie moyenne, mais ils sont plus redressés et présentent des replis secondaires.

Cette coupe est représentée à la fig. 1; nous avons indiqué graphiquement la variation de la teneur en matériel andésitique. Cette teneur en matériel volcanique n'est pas obtenue par comptage de points, méthode exprimant le volume des différents constituants, mais par simple comptage des éléments rencontrés par les fils du réticule. Cette façon d'opérer présente l'avantage de la rapidité. Nous constatons sur ce graphique que les Grès de Taveyanne typiques semblent plus riches en matériel andésitique dans la partie supérieure (70—90 %) qu'à la base (70%). On constate encore vers le haut, ce qui est normal, la brusque chute de la courbe lorsqu'on quitte les Grès de Taveyanne typiques.

#### **4. Région comprise entre le col de la Tena et Samoëns**

Si, du col de la Tena, nous nous dirigeons vers le N en suivant l'arête du même nom, nous ne tardons pas à rencontrer la klippe de Wildflysch décrite par A. LILLIE (1937). Comme au Pré des Saix, on trouve à sa base une écaille de Grès de Taveyanne typiques. Ces terrains charriés reposent sur une série essentiellement schisteuse, épaisse d'un peu plus de 50 m. Dans sa partie inférieure, elle contient quelques bancs de grauwackes dont le plus épais atteint un mètre de puissance. Ils appartiennent aux Grès de Taveyanne pauvres en débris vol-

caniques, qui se montrent ainsi peu épais en cet endroit. Cette série schisteuse repose sur les Grès de Taveyanne typiques qui forment ensuite l'arête jusqu'à la pointe de Trapechet. Un peu plus au N, nous retrouvons les schistes déjà décrits, préservés en cet endroit par un repli synclinal. L'arête se poursuit dans les Grès de Taveyanne typiques jusque vers l'altitude de 1450 m où nous rencontrons les Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques, constitués en bancs redressés et bien développés. Au-delà, nous passons au domaine ultrahelvétique, dont la présence se devine sous les pâturages du Chalet de Roux.

Au-delà d'un important pli en genou, nous retrouvons plus au N, des coupes dignes d'intérêt. Dans le torrent du grand Nant, en face du hameau du Perret, les Grès de Taveyanne typiques apparaissent sur une grande épaisseur. La partie inférieure est toutefois recouverte d'éboulis. Cependant, entre le sommet de ces assises et les Schistes à Globigérines (affleurant au hameau du Fay), nous notons une épaisseur dépassant 300 m. Au-dessus, la coupe présente une allure classique : 8 mètres de Schistes Marno-micacés, Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques, ici bien développés (environ 40 m d'épaisseur), enfin 40 m d'une nouvelle série de schistes, eux-mêmes recouverts par l'Ultrahelvétique.

Plus au N, sur la rive gauche du Giffre, les bancs s'enfoncent successivement sous la plaine alluviale ; 250 m en aval du pont de Revet, les Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique atteignent le niveau de la rivière, puis disparaissent à leur tour. Au „s“ de „Bémont d'en bas“, les derniers Schistes Marno-micacés, surmontés de l'Ultrahelvétique, s'enfoncent également sous la rivière. Cependant, 100 m plus en aval, à la faveur d'une légère remontée des couches, les grès du Flysch helvétique réapparaissent en une pseudo-fenêtre. Il s'agit du terme le plus élevé du Flysch de la nappe de Morcles, terme que nous n'avions jusque là rencontré que dans l'autochtone : les Grès du Val d'Illiez. Cet affleurement très réduit n'est visible au bord du Giffre que sur une longueur de 10 m environ. On n'y remarque que des grauwackes massives mais semblant toutefois présenter un léger plongement apparent vers l'amont. Il faut noter en outre une passée conglomeratique avec des éléments dépassant 1 cm.

Un comptage par points nous donne 12,5 % de matériel volcanique basique, dont 7,4 % de débris diabasiques. Il semble donc qu'il y ait là une différence avec les grès du Val d'Illiez de Cluses, où le matériel diabasique était très subordonné. Il faudrait donc déjà rattacher ces grauwackes à la catégorie II des grès du val d'Illiez.

L'isolement de cet affleurement empêche de donner à ces grauwackes une place définie dans la série du Flysch de la nappe de Morcles ; de ce fait, il perd un peu de son intérêt : peut-être les grauwackes ont-elles été en partie tectonisées et écaillées par l'Ultrahelvétique ? Elles ne peuvent qu'être supérieurs aux Grès de Taveyanne. Mais l'importance de la lacune les séparant ne peut pas s'évaluer avec précision.

### 5. Région comprise entre Samoëns et les Allamands (rive droite du Giffre)

Les Grès de Taveyanne du front de la nappe de Morcles n'affleurent guère que dans le bas du ravin du Bérouze, où LILLIE les avait remarqués. Il s'agit uniquement de bancs de Grès de Taveyannes pauvres en éléments volcaniques intercalés dans le Flysch situé entre l'Ultrahelvétique et le sommet des Schistes à Globigérines. Ce Flysch est peu épais (50 m aux maximum); les Grès de Taveyanne typiques ont disparu. Les grauwackes affleurent entre les altitudes 720 et 790 m et plongent modérément en direction du SW, si bien qu'en remontant le ravin on ne descend que lentement dans la série. Après une lacune occupée probablement par des Schistes Marno-micacés, on atteint les Schistes à Globigérines vers l'altitude de 820 m. Beaucoup plus haut, dans un petit ruisseau affluent situé entre les hameaux des Boulles et des Chosalets, on recoupe les grauwackes du Flysch helvétique. Il s'agit de plusieurs bancs totalisant 5 m d'épaisseur, appartenant aux Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique. Ces bancs, très tectonisés par l'Ultrahelvétique immédiatement sus-jacent, reposent sur des Schistes Marno-micacés, visibles sur une quinzaine de mètres, qui passent, vers le bas, aux Schistes à Globigérines.

Le long de la route qui va des Allamands aux Chavonnes, entre les points 1097 et 1195, nous avons relevé une coupe épaisse de 200 m au maximum, allant du sommet du Nummulitique au plan de charriage ultrahelvétique, où le Flysch helvétique est constitué uniquement par des Schistes Marno-micacés, avec de minces bancs de grauwackes très fines. Les Schistes à Globigérines proprement dits sont très épais et contiennent à leur base des intercalations de calcaires à Nummulites et Orthophragmunes (bien visibles plus haut vers les chalets de la Bottière). Au-dessus, la série se poursuit par 70 m de Schistes Marno-micacés contenant encore des Globigérines. Puis, sur 14 m, les lits de grauwacke fine deviennent plus fréquents, atteignant jusqu'à 20 cm de puissance. Ensuite, au-dessus, la Série Marno-micacée plus fine à Globigérines reprend; elle est visible sur 20 m. Plus bas, dans le torrent du Cléveieux, la coupe semble plus complète, quoique les Schistes Marno-micacés supérieurs soient souvent replissés.

Nous avons examiné en lames minces les grauwackes de la partie médiane (passée de 14 m), pour tenter de les rattacher à une quelconque catégorie. A côté du quartz, très abondant, on peut reconnaître des débris volcaniques à faciès andésitique, dont il est difficile d'évaluer l'importance quantitative à cause de la finesse du grain et de l'intense calcitation. On ne remarque pas de fragments attribuables à un volcanisme sous-marin; donc il doit encore s'agir de Grès de Taveyannes pauvres en matériel volcanique.

Nous avons tenté de résoudre le problème de l'appartenance exacte de ces grauwackes d'une autre façon; en utilisant comme critère le rapport du plagioclase au quartz. Cette méthode, utilisant la diffraction des rayons X, s'applique

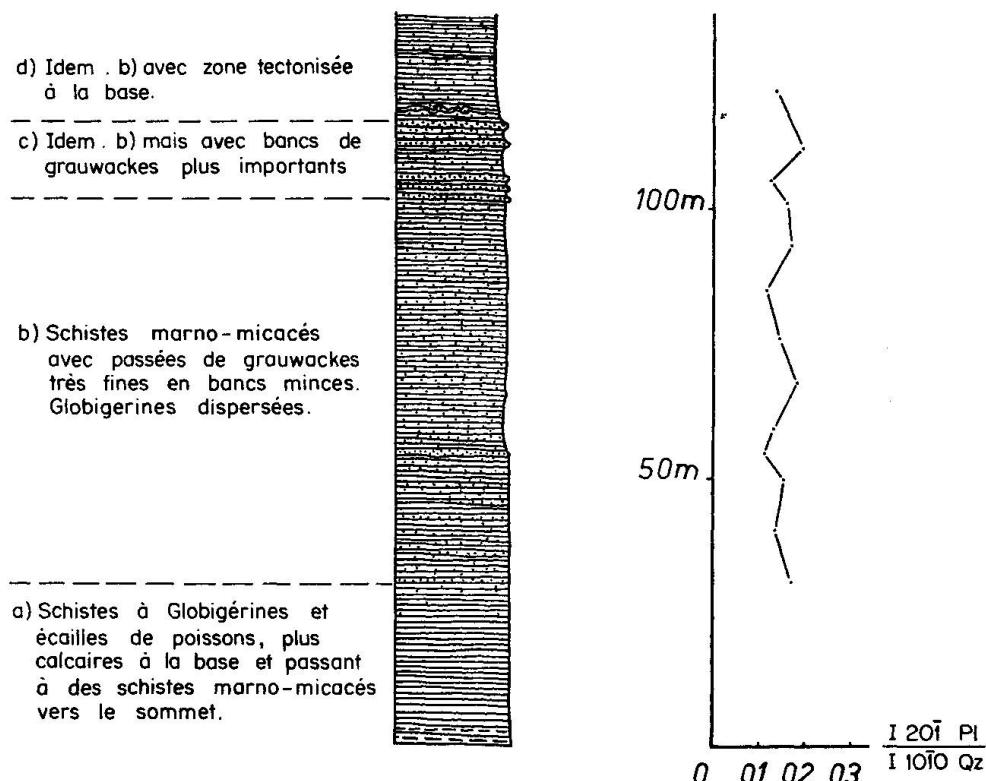


Fig. 2. Coupe des Allamands.

spécialement aux termes détritiques fins. Elle consiste à mesurer l'intensité des réflexions sur les plans (20 $\bar{1}$ ) du plagioclase et (10 $\bar{1}0$ ) du quartz, lesquelles sont en partie fonction de la quantité du minéral, et d'en établir le rapport. Les valeurs ainsi obtenues sur un certain nombre d'échantillons indiquent la catégorie à laquelle le Flysch appartient. Cette méthode a été décrite ailleurs (J. MARTINI et M. VUAGNAT, 1964).

Vers les Allamands, nous avons échantilloné les grauwackes de la Série Marno-micacée, le long de la route entre les altitudes 1160 et 1190 m. Sur le graphique de la fig. 2, nous avons indiqué en abscisses, le rapport des intensités des raies (20 $\bar{1}$ ) du plagioclase et (10 $\bar{1}0$ ) du quartz. Ce graphique montre qu'il n'y a pas de différence entre la base et le sommet. La valeur moyenne de ces 13 analyses est de 0,151, ce chiffre intermédiaire entre ceux des Grès de Taveyanne pauvres en débris andésitiques et les Grès du Val d'Illiez (0,187 et 0,113). Il faut toutefois être prudent dans ces interprétations, car les moyennes „standard“ que nous citons, tirées du travail mentionné plus haut, ne résultent que d'un nombre restreint d'échantillons (4 pour les Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique et 6 pour les Grès du Val d'Illiez). Par contre, il est certain que les Grès de Taveyanne typiques ne sont pas présents dans cette coupe.

Ces considérations nous permettent de penser que la Série Marno-micacée des Allamands correspond probablement aux schistes sus-jacents à la barre des

Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques. Nous nous sommes permis de déborder un peu les limites territoriales fixées à notre thèse, pour tenter d'établir un raccord stratigraphique avec les Grès du Val d'Illiez, bien développés dans la vallée du même nom. Malheureusement, notre espoir de trouver une coupe où seraient clairement présents à la fois les Grès de Taveyanne et ceux du Val d'Illiez, a été déçu par la présence d'une unique Série Marno-micacée.

#### **6. Région comprise entre le lac de Gers et la combe des Foges**

Les rochers dominant à l'W le lac de Gers représentent les affleurements les plus spectaculaires des Grès de Taveyanne typiques. Cette coupe montre essentiellement des bancs puissants, grossièrement détritiques et subhorizontaux, avec quelques passées schisteuses peu développées. Nous avons nommé „Série de Gers“ cette zone épaisse de 350 m environ. Tous les affleurements de Grès de Taveyanne typiques décrits jusqu'à maintenant appartiennent à cette série, nous verrons que, plus au S, d'autres séries inférieures apparaissent. Il est donc nécessaire d'adopter une nomenclature définissant ces subdivisions locales.

Si, de la combe de Gers, nous prenons le sentier qui monte aux chalets des Foges, nous rencontrons une bonne coupe à l'altitude 1700 m, là où le chemin redescend légèrement. A 10 m environ du sommet des Schistes à Globigérines, les Grès de Taveyanne typiques débutent par une série de bancs épaisse de 30 m, recouverte par une séquence essentiellement marno-micacée. Plus haut, des grauwackes massives constituent la base de la Série de Gers. Cette épaisse intercalation marno-micacée permet ainsi de séparer la Série de Gers d'une autre série sous-jacente que nous avons nommée „barre de l'Arbaron“. Nous préférions le terme barre à celui de série, car elle ne forme dans le paysage qu'une seule cuesta, contrairement à la Série de Gers. Le lieu-dit „l'Arbaron“, où cette barre est bien développée, sera décrit plus loin.

Si nous continuons à monter en direction des chalets des Foges, nous observons à nouveau le phénomène déjà décrit dans la région des Carroz, mais à une échelle plus spectaculaire. La barre de l'Arbaron, jusque là modeste, s'impose de plus en plus vigoureusement dans le paysage. Au-dessus des chalets, elle forme une crête bien définie et la distance stratigraphique qui la sépare des Schistes à Globigérines a passé de 10 m à 60 m. A la hauteur du lac Parchet, cette distance est de 120 m et la barre de l'Arbaron atteint son plus grand développement. Dans les Schistes Marno-micacés sous-jacents, de nouveaux bancs de grauwackes, déjà apparus timidement vers l'altitude 1950 m, s'individualisent.

Cette nouvelle barre, toujours constituée de Grès de Taveyanne typiques, obéit à la même loi que les autres et se développe pleinement à la Tête Pelouse. Aussi l'avons-nous nommée barre de Tête Pelouse. Une coupe de ce sommet per-

met de voir que cette barre est séparée des Schistes à Globigérines par 60 m de Schistes Marno-micacés; elle est à nouveau surmontée de ces mêmes schistes, la barre de l'Arbaron, en revanche, a disparu par érosion.

#### 7. Région des Grands Vans

Le massif des Grands Vans, triangle compris entre la combe de Gers, la combe de Vernant et les chalets de Flaine, est formé aussi par les terrains que nous venons de décrire. Toutefois le Flysch est bouleversé tectoniquement, chose qui ne s'était guère présentée jusqu'ici. Le flanc S du massif des Grands Vans peut facilement s'observer à distance. Au lieu-dit l'Arbaron, on remarque que la barre du même nom est presque posée sur le sommet des Schistes à Globigérines, tandis que, vers la cabane de Balacha, elle s'en est éloignée stratigraphiquement de 100 m environ. De plus, à cet endroit, on observe la naissance de la barre de Tête Pelouse, comme dans la combe des Foges. La barre de l'Arbaron n'est pas replissée, tout au plus observe-t-on un pli-faille l'affectant à la hauteur de la Tête de Véret. Il n'en va pas de même pour la Série de Gers sus-jacente. Sous la Tête de Balacha, la base de cette série, particulièrement le premier banc, séparé de la masse principale par des Schistes Marno-micacés, est intensément replissée. Ce dernier fait avait été remarqué par L. FEUGUEUR (1954). Le caractère principal de cette tectonique est donc une dysharmonie totale. En règle générale, il semble que le Flysch soit moins replissé à la base qu'au sommet. Cela s'observe aussi sur les pentes de la combe de Vernant, où les bancs de la Série de Gers affleurant sur la crête qui relie la pointe de Véret et les Grands Vans, présentent de nombreux replis. Il en va de même pour le secteur situé immédiatement au N du passage des Vans. Le flanc W de la combe de Gers présente des phénomènes tectoniques également intenses: la base de la Série de Gers s'abaisse vers le N par une succession de plis dont la géométrie exacte est difficile à saisir.

Il semble que cette tectonique de détail, propre aux Grès de Taveyanne, n'affectant pas les assises sous-jacentes, soit un effet secondaire du charriage ultrahelvétique ayant entraîné et replissé une partie du Flysch de la nappe de Morcles. Le Wildflysch ne semble préservé que dans une petite klippe située au sommet des Grands Vans. C'est toutefois suffisant pour affirmer que le plan de charriage ultrahelvétique doit passer virtuellement à faible distance au-dessus des diverses crêtes. Dans la partie consacrée à la minéralogie, nous apporterons des arguments supplémentaires en faveur de ces hypothèses tectoniques.

#### 8. Région de la Tête à l'Ane et de la Pointe de Platé

En dehors de la masse principale des Grès de Taveyanne, que nous venons d'examiner secteur par secteur, il existe deux buttes-témoins appartenant à cette formation. Ce sont les masses de la Tête à l'Ane et de la Pointe de Platé.

La coupe la plus commode à relever sur la Tête à l'Ane est celle de son arête S. La série du Flysch semble dépasser 220 m d'épaisseur; nous en avons relevé 190 m environ, la base, probablement sans termes grossiers importants, n'étant pas visible. Dans cette série de la Tête à l'Ane, les schistes prédominent. Les grauwackes, quoique partout présentes en bancs importants, sont surtout bien développées dans la partie supérieure. Ces bancs semblent correspondre à la barre de Tête Pelouse. En effet, par extrapolation, en tenant compte de l'augmentation constante de l'épaisseur du Flysch, cette barre devrait se trouver à la Tête à l'Ane environ 200 m au-dessus des Schistes à Globigérines, ce qui est à peu près le cas.

Comme pour la coupe relevée dans le versant S de la Tête du Pré des Saix, nous avons établi un graphique montrant la proportion de matériel volcanique (fig. 1). Sous le microscope, on constate qu'il s'agit de Grès de Taveyanne typiques souvent très séricités et calcités, ce qui rend les comptages malaisés et diminue leur précision. Cependant, sur le graphique, on constate que la teneur en éléments volcaniques, quoique élevée, est inférieure à celle des grauwackes les plus riches, comme celles du sommet de la Série de Gers.

Sur les flancs W de la Tête à l'Ane, on peut observer à distance de spectaculaires effets de ravinements intraformationnels dans la barre rocheuse supérieure.

A la Tête de l'Ane, les Grès de Taveyanne sont limités vers le haut par une klippe ultrahelvétique. Ceci nous amène à constater qu'une partie considérable des Grès de Taveyanne a été érodée avant le charriage ou enlevée par ce dernier, puisque la barre de l'Arbaron et la Série de Gers manquent. La série virtuelle des Grès de Taveyanne typiques aurait ainsi atteint son épaisseur maximum, soit 750 m environ.

La coupe des Grès de Taveyanne à la Pointe de Platé est approximativement la même. Les bancs les plus importants s'observent dans la partie supérieure et font défaut à la Pointe de Vuarda, où seule la base de la série est représentée. Au-dessus, on observe une importante klippe ultrahelvétique décrite par L. FEUGUEUR et J. GOGUEL (1955). Nous n'avons rien à ajouter aux observations de ces auteurs, sauf une intéressante coupe dans le Flysch ultrahelvétique, relevée sur l'arête N de la Pointe de Platé.

Bien que cela sorte un peu de notre sujet, nous pensons intéressant de décrire cette coupe, en vue d'introduire de futures recherches. Elle débute sur un épaulement à 2500 m d'altitude. De bas en haut, nous rencontrons les termes suivants :

- a) Calcaires fins à *Globotruncana* (Crétacé supérieur).
- b) Schistes micacés noirs, probablement en contact tectonique avec a), 10 m environ.
- c) Conglomérat très grossier, „d'origine locale“, composé uniquement d'éléments de Crétacé supérieur (calcaire sublithographique et surtout calcaire

des couches de Wang). Le ciment, dans la partie inférieure, est composé du même schiste que b), tandis que dans la partie supérieure, il est constitué de calcaire à Nummulites et de schistes à Globigérines. Latéralement, cette intercalation prend toute la Pointe de Platé en écharpe. Epaisseur: 12 m environ.

- d) Schistes Marno-micacés avec passées gréuses fines, devenant plus grossières vers le sommet de la Pointe du Platé. Les bancs présentent une polarité normale. Le sommet est constitué d'un banc de grès grossier, visible de loin grâce à sa couleur claire. Plus de 100 m d'épaisseur.

L'intercalation conglomératique est très intéressante car elle nous renseigne sur la nature du proche soubassement et sur les équivalents latéraux néritiques et pélagiques du Flysch, deux données qui manquent souvent dans de telles séries charriées. En effet, ces conglomérats résultent très certainement d'avalanches sous-marines naissant sur le bord de la fosse de sédimentation du Flysch et entraînant ainsi des sédiments à Nummulites et Globigérines jusque dans le domaine où se déposent les turbidites. Ces intercalations sont très comparables à celles que nous avons décrites dans le domaine subalpin (J. MARTINI, 1963) et dont le processus de mise en place apparaît plus clairement.

Une deuxième klippe, de terrains helvétiques cette fois, surmonte le Wildflysch à la pointe du Dérochoir. Il s'agit du flanc renversé d'une digitation supérieure de la nappe de Morcles découverte par R. PERRET (1929). L'extension de ce repli ne semble pas importante car le relèvement des couches vers la Pointe du Marteau semble en marquer la charnière synclinale. Cette klippe helvétique comprend du Nummulitique (sommet du Dérochoir), les Schistes à Globigérines et environ 50 m de Grès de Taveyanne typiques tectonisés, le tout en position renversée.

Nous devons encore signaler un fait secondaire: sous le passage du Dérochoir, versant S, existe une grande masse affaissée d'une hauteur dépassant 100 m. On peut en observer la coupe (Crétacé, Tertiaire helvétique, Wildflysch) le long du sentier montant des chalets d'Ayère au col du Dérochoir. Il semble que ce phénomène soit récent et en relation avec le fameux éboulement des Fis.

### Chapitre III

#### ESSAIS DE SUBDIVISION DES GRÈS DE TAVEYANNE TYPIQUES

Jusqu'à présent nous n'avons utilisé, pour subdiviser les grauwackes du Flysch, que des critères pétrographiques faciles et ne nécessitant pas d'études spéciales. Dans la description des affleurements, nous avons également mis en évidence le fait que les Grès de Taveyanne typiques sont les plus importants —

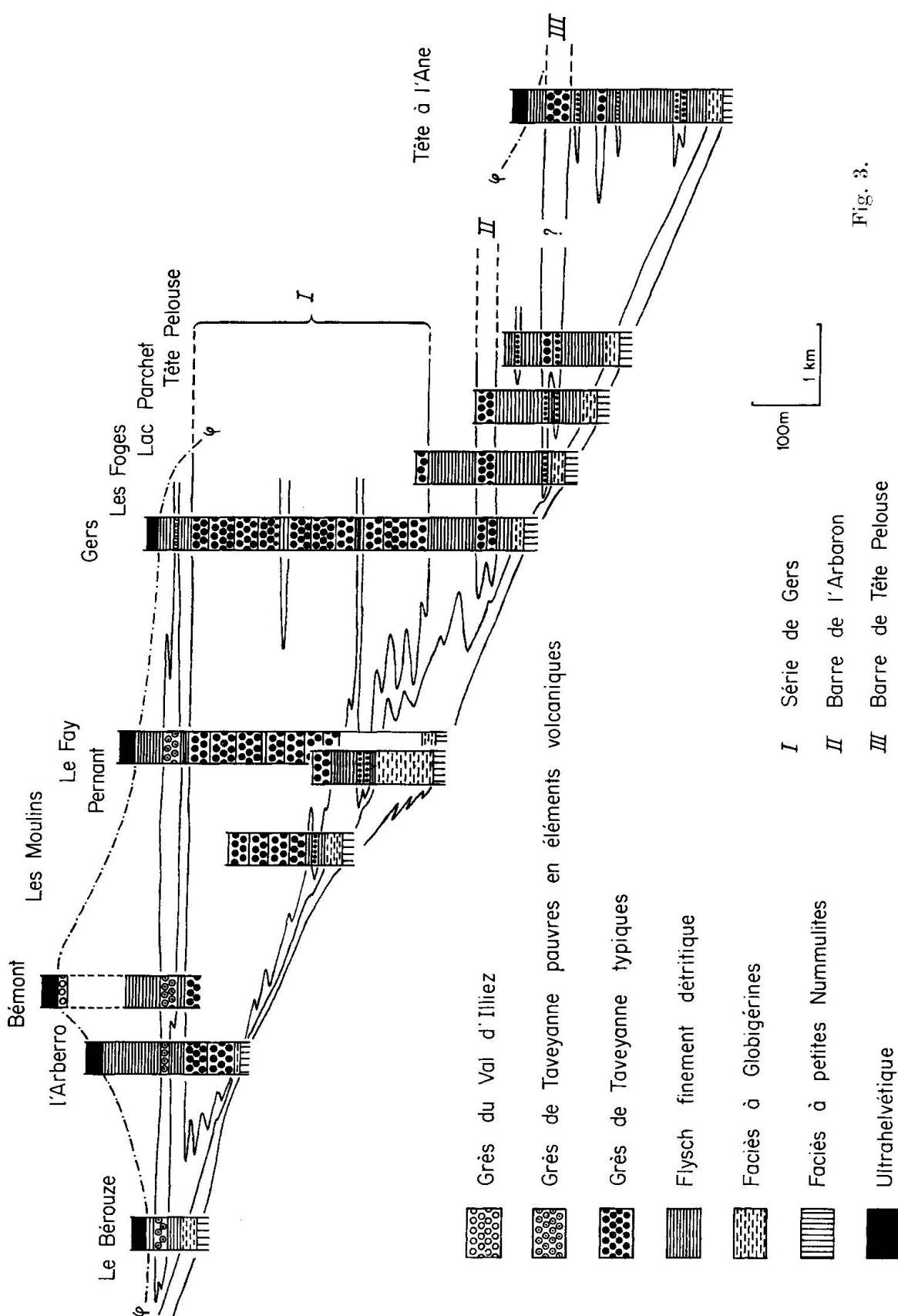


Fig. 3.

et de loin — par la puissance de leurs séries. Il serait donc tentant de raffiner nos méthodes et d'établir des subdivisions secondaires dans cette séquence épaisse de 750 m.

### **1. Proportion des éléments détritiques majeurs**

Au chapitre de la description des affleurements, nous avons déjà tenté quelques essais en ce sens. Ainsi, il a été constaté que le sommet de la Série de Gers est plus riche en matériel volcanique que les autres Grès de Taveyanne typiques sous-jacents. Nous allons maintenant reprendre ce point avec des mesures précises.

Au compteur de points, nous avons établi les proportions des éléments détritiques suivants (sans compter le ciment) :

Volc. = Matériel volcanique basique (andésites et diabases), sous forme de débris de roches ou de minéraux isolés.

Crist. = Matériel cristallin (granites, gneiss, quartzites, etc.) généralement représenté par des minéraux isolés: quartz, orthose, microcline, paillettes de mica, plagioclases présentant de belles mâcles polysynthétiques et des inclusions de séricite grossières, etc.

Sed. = Matériel sédimentaire (calcaires, cherts, glauconie, matériel plus ou moins „autochtone“: schistes à Globigérines, calcaires à Mélobésières Nummulites, Orthophragmites).

Ici encore, nous devons attirer l'attention sur diverses sources d'erreurs impossibles à éviter. Ainsi certains débris de plagioclases provenant des roches cristalline ne peuvent être distingués de ceux d'origine volcanique. La calcitation complète de feldspaths ou d'éléments ferro-magnésiens, élève d'une façon fallacieuse la teneur en „débris calcaires“. Cependant il semble que ces erreurs soient généralement minimes.

Les résultats de ces intégrations sont reportés sur le diagramme ternaire de la fig. 4. Nous constatons que les trois grandes subdivisions classiques sont nettement marquées bien qu'il y ait un chevauchement entre les Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique et les Grès de Taveyanne typiques. Ces derniers, à leur tour, se subdivisent en deux catégories qui se chevauchent également: les grauwackes de la partie supérieure de la Série de Gers et celles des Barres de l'Arbaron et de Tête Pelouse. Remarquons que cette dernière différence n'est pas apparente sur le terrain, ni par le simple examen qualitatif d'une seule coupe mince. Seuls des comptages peuvent donner des résultats valables.

Comparons nos résultats à ceux de M. VUAGNAT (1952). Les teneurs en éléments volcaniques déterminées par cet auteur sont systématiquement plus

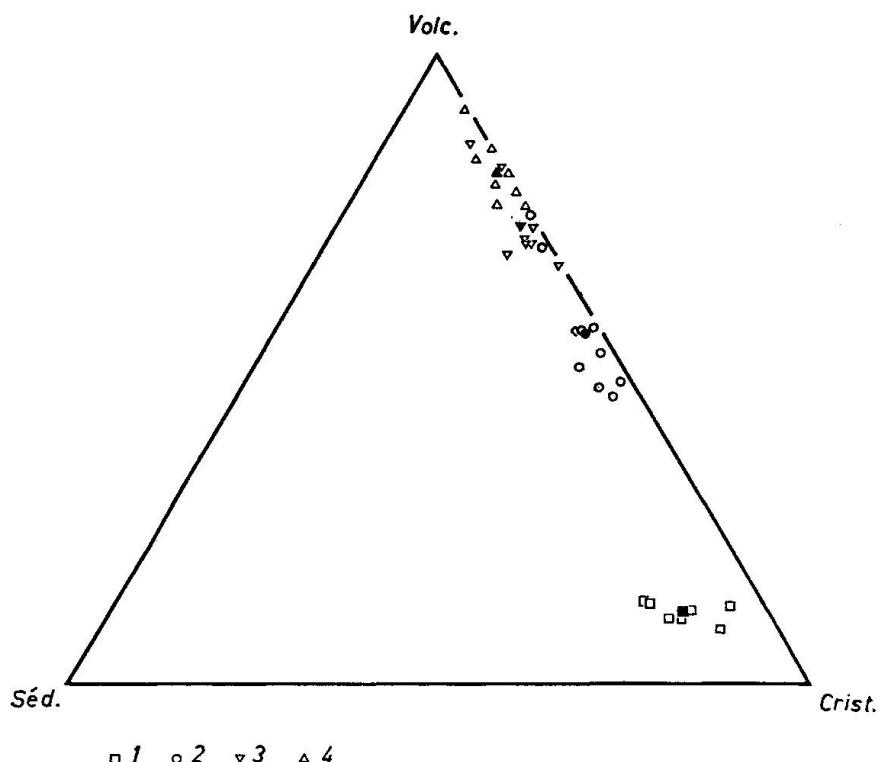


Fig. 4. Teneur en matériel volcanique, cristallin et sédimentaire : 1 = grès du val d'Illiez, 2 = Grès de Taveyanne pauvre en matériel volcanique, 3 = grauwackes des barres de l'Arbaron et de Tête Pelouse, 4 = grauwackes de la série de Gers, partie supérieure. Les valeurs moyennes sont indiquées par un signe plein.

Tableau II. *Moyenne des intégrations*

Catégorie	Pourcentage de matériel volcanique	Pourcentage de matériel cristallin	Pourcentage de matériel sédimentaire
Grès du Val d'Illiez	11,0	77,6	11,4
Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique	55,7	41,9	2,4
Série de Gers	81,0	17,5	1,5
Barres de l'Arbaron et de Pelouse	73,2	24,5	2,3

élevées que les nôtres. Cette différence est due peut-être au fait que M. VUAGNAT a étudié des roches très grossières. Or, comme on va le voir, la teneur en débris volcaniques augmente avec la taille du grain. Il est aussi possible que la façon d'opérer, légèrement différente, entre en ligne de compte (S de VUAGNAT n'a pas tout à fait la même signification que S de chez nous) ou qu'une différence réelle existe entre la Suisse et la Savoie.

Nous venons d'évoquer l'influence de la granulométrie. Le facteur d'imprécision avait déjà été remarqué par F. DE QUERVAIN (1928) et nous avons

essayé de l'éliminer. En effet, le simple examen de lames minces de granulométrie variée montre que la teneur en éléments volcaniques diminue avec la taille des grains. Ce phénomène est dû peut-être à la résistance mécanique des grains de quartz plus grande que celle des minéraux d'origine volcanique.

Comme il est impossible de désagréger la roche et d'obtenir les caractéristiques granulométriques par tamisage, nous avons dû opérer par mesures au moyen du microscope de la façon suivante : la préparation est déplacée perpendiculairement au fil d'un réticule gradué et la longueur des sections apparentes est mesurée. Ce procédé empirique donne des tailles inférieures à la réalité ; dans notre cas ceci ne présente pas d'inconvénient, car des valeurs relatives suffisent. Cette méthode longue et fastidieuse, malgré sa simplicité, ne peut guère être utilisée couramment.

Sur le diagramme de la figure 5, nous avons représenté, en ordonnées les teneurs en éléments volcaniques et en abscisses la valeur de la médiane granulométrique. Pour cette étude, nous avons repris les mêmes échantillons que précédemment (tableau II). Nous constatons que la loi de variation mentionnée ci-dessus, semble vérifiée malgré une grande dispersion des points.

Cette loi n'est pas valable seulement pour les grauwackes moyennes ou grossières ; elle a été également mise en évidence dans les cas des grauwackes fines et des schistes par diffraction des rayons X (J. MARTINI et M. VUAGNAT, 1964).

En conclusion, et afin de guider de futures recherches, il semble donc indiqué de ne faire des comptages que sur des grauwackes de granulométrie comparable ; un simple examen à vue permet au reste de vérifier cette condition.

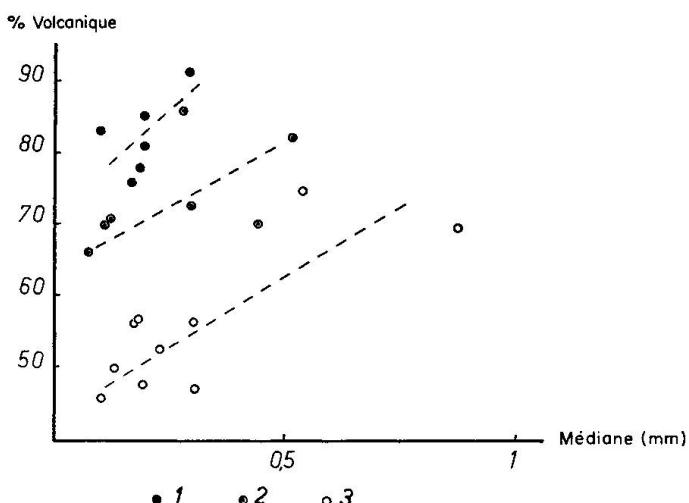


Fig. 5. Variation de la teneur en matériel volcanique en fonction de la granulométrie : 1 = grauwackes de la Série de Gers supérieure, 2 = grauwackes des Barres de l'Arbizon et de Tête Pelouse, 3 = Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique.

## 2. Classification des grauwackes d'après la nature des éléments andésitiques

Deux possibilités de variations se présentent a priori. D'une part les caractéristiques minéralogiques des andésites, d'autre part leurs divers types de

structures. Ainsi que les divers auteurs l'avaient pressenti, ce dernier critère ne semble guère utilisable. Les types de structures décrits par M. VUAGNAT (1952), se retrouvent dans les Grès de Taveyanne de notre territoire, répartis d'une façon uniforme dans toute la série, avec, peut-être, des variations de détail non significatives. Les structures felsitiques et hyalopilitiques prédominent, avec prépondérance de la seconde. Sur le plan pratique, une difficulté supplémentaire est due à la présence de structures intermédiaires et mal définies.

Une subdivision basée sur les variétés minéralogiques d'andésites a donné des résultats plus intéressants. Les divers auteurs ont montré que les types principaux varient entre une andésite à augite et une andésite à hornblende. C'est donc la variation du rapport Ho/Aug qui, a priori, pouvait être caractéristique. Toutefois ce rapport ne peut pas être utilisé tel quel. En effet, l'examen sous le microscope montre que, postérieurement au dépôt, la hornblende a tendance à s'altérer plus facilement, phénomène déjà remarqué par C. SCHMIDT (1888). Ainsi les proportions relatives de ces deux minéraux varieront suivant l'altération plus ou moins poussée des grauwackes. Si nous postulons que le rapport minéraux ferro-magnésiens/plagioclases était à l'origine grossièrement constant, le degré d'altération de ces deux minéraux ferro-magnésiens sera donc fonction de ce rapport, lequel diminuera avec l'altération. En effet, un plagioclase albitisé, même très chargé d'inclusions, est toujours reconnaissable, ce qui n'est pas le cas pour l'augite et la hornblende chloritisées.

Sur le graphique de la figure 6, nous avons représenté en ordonnée la teneur

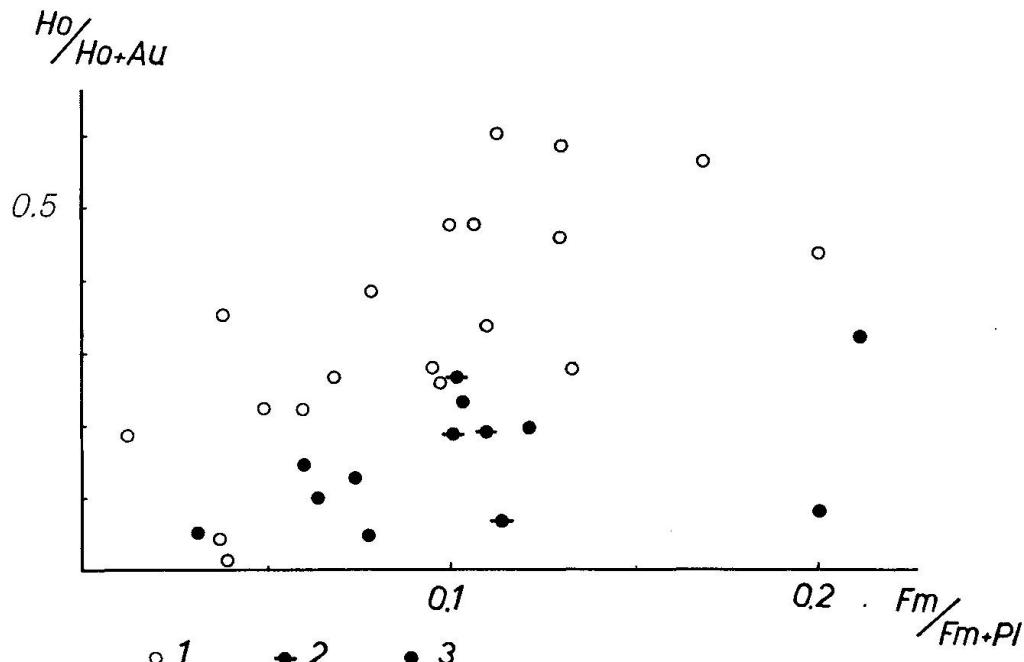


Fig. 6. Variation de la teneur relative en hornblende par rapport à la teneur relative en minéraux ferro-magnésiens.

1 Série de Gers sup. 2 Barre de l'Arbaron. 3 Barre de Tête Pelouse.

en hornblende par rapport à la somme augite + hornblende et en abscisse la teneur de ces deux minéraux par rapport à la somme plagioclase, augite et hornblende (mesures au compteur de points). Ce dernier paramètre est fonction de l'altération des éléments ferro-magnésiens, tout au moins en partie.

Nous constatons que la partie supérieure de la Série de Gers peut se différencier du reste des Grès de Taveyanne typiques ; elle est plus riche en hornblende. Cela se remarque déjà dans certaines lames minces par un examen rapide, ainsi que nous l'a communiqué oralement le professeur M. VUAGNAT. Cependant, lorsque les éléments ferro-magnésiens commencent à être chloritisés d'une façon sensible, les deux domaines se chevauchent. Il est donc recommandé en pratique de n'utiliser les teneurs relatives en augite et en hornblende que dans les cas où ces minéraux restent inaltérés. Les grauwackes les plus favorables à cet égard sont celles présentant le faciès moucheté.

### 3. Résumé des essais de subdivisions pétrographiques

Le tableau III donne au lecteur un aperçu d'ensemble sur les caractères pétrographiques ayant une valeur stratigraphique dans la région étudiée.

Tableau III

Formation	Teneur en matériel volcanique	Nature du matériel volcanique	hornblende/horn- blende + augite
Grès du Val d'Illiez	10%	andésitique et diabasique	?
Grès de Taveyanne pauvre en matériel volcanique	45—65%	andésitique	?
Grès de Taveyanne typiques Série de Gers	75—85%		0,3—0,6
Barre de l'Arbaron		andésitique	
Barre de Pelouse	65—80%		0,1—0,3

En ce qui concerne les Grès du Val d'Illiez et les Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques, nous ne connaissons pas la proportion relative de hornblende, les éléments ferro-magnésiens étant presque complètement chloritisés.

Si nous faisons des comparaisons avec les Grès de Taveyanne de Suisse, une catégorie semble complètement faire défaut chez nous : les Grès de Taveyanne IV aberrants. Ce sont des grauwackes assez pauvres en matériel volcanique, sous-jacentes stratigraphiquement aux Grès de Taveyanne typiques et peu épaisses, que M. VUAGNAT, puis d'autres auteurs, comme C. H. MERCANTON (1963), ont décrites en plusieurs endroits.

## Chapitre IV

### SÉDIMENTOLOGIE

Nous n'avons pas entrepris une étude détaillée de la sédimentologie du Flysch : seuls quelques points particuliers ont été examinés.

#### **1. Mode et nature de la sédimentation**

L'ensemble de l'association grauwackes-schistes semble bien correspondre à un dépôt du type Flysch. D'après P.-H. KUENEN (1958), un flysch est constitué par une alternance maintes fois répétée de couches à grains fins et de bancs grossiers, déposés en milieu géosynclinal profond où normalement seuls des sédiments fins peuvent parvenir. Les sédiments grossiers ne peuvent ainsi atteindre leur aire de dépôt qu'entraînés par des courants de turbidité déclenchés sur des bordures de continent ou de cordillères caractérisés par leur instabilité orogénique.

Le Flysch helvétique correspond bien à ces définitions. Toutefois il faut peut-être faire des réserves sur un milieu de sédimentation uniformément profond. Il semble que ce soit pourtant le cas des grès de Taveyanne : nous avons vu que ces derniers peuvent passer graduellement aux Schistes à Globigérines par l'apparition progressive de ces Foraminifères (les Schistes Marno-micacés n'en renferment pas). De plus, nous verrons que la grande profondeur de dépôt des Grès de Taveyanne eux-mêmes est attestée par de rares intercalations de schistes à Globigérines.

Un milieu profond est peu probable pour les Grès du Val d'Illiez (partie supérieure en tout cas). En effet, au Mont Veyrier (Haute Savoie), nous avons récolté des Ostracodes (obligatoirement déterminés par M. H.-J. OERTLI), indiquant un milieu saumâtre dans des marnes associées à des Grès du Val d'Illiez. De plus, certains auteurs notent une certaine ressemblance des Grès du Val d'Illiez avec la molasse (M. VUAGNAT, 1952).

Les Grès de Taveyanne montrent généralement les caractéristiques des dépôts dûs aux courants de turbidité : granoclassement et marques d'érosion à la base des bancs. Le granoclassement est généralement mal visible à cause des transformations minérales subies postérieurement par la roche. Il n'en est pas moins presque toujours présent.

Les figures de bases de bancs sont communément répandues. Les „groove casts“ sont les plus fréquentes, puis viennent les „flute casts“ et enfin les „load casts“, plus rarement observables, semble-t-il. Les „flute casts“ semblent souvent déjetés latéralement par „load casting“. Cet effet secondaire doit être dû à un glissement des sédiments. Ce glissement se serait donc effectué dans une direction différente de celle du courant de turbidité, juste avant l'immobilisation finale des sédiments.

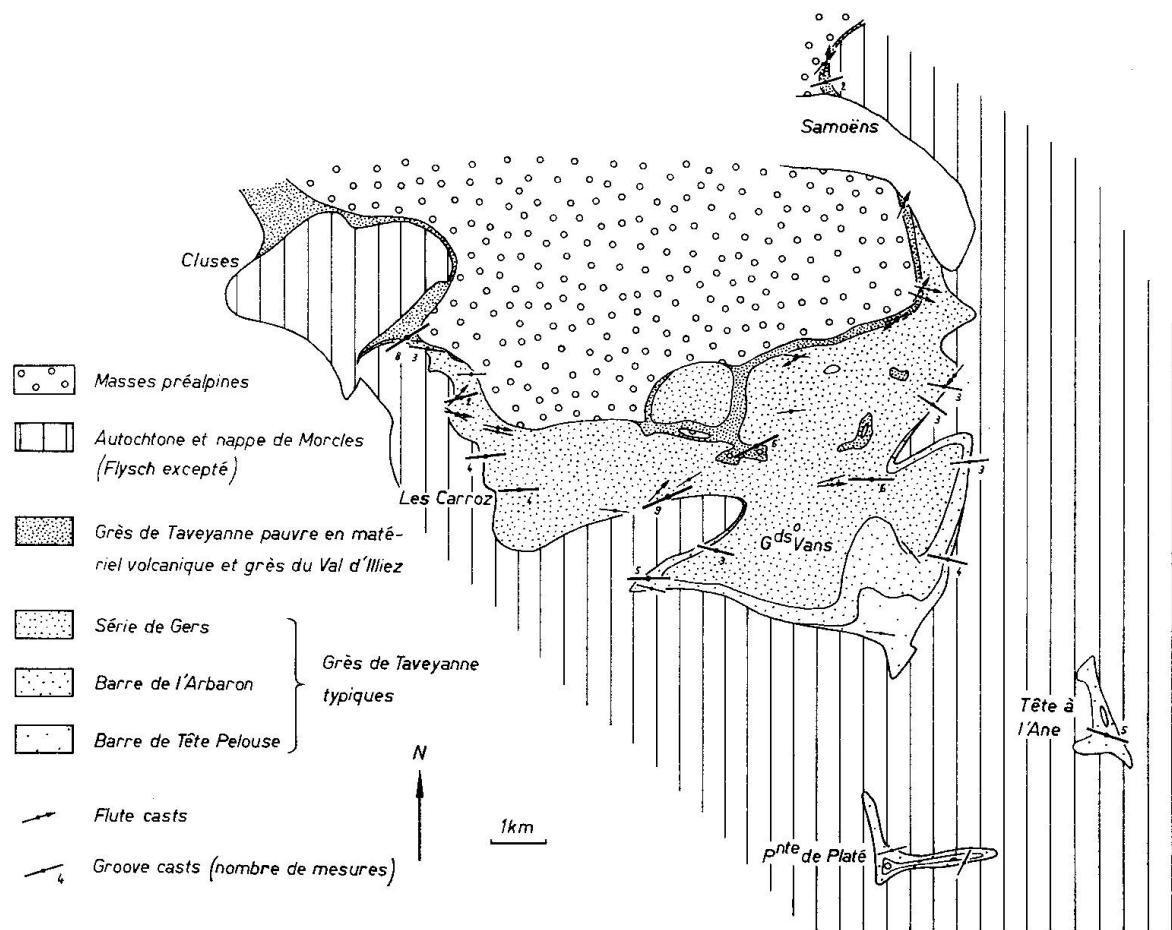


Fig. 7.

Nous avons mesuré l'orientation d'un certain nombre de „groove casts“ et de „flute casts“, afin de déterminer la direction de l'apport détritique. Sur la carte de la figure 7, nous avons reporté les directions moyennes de plusieurs „groove casts“, mesurés en un point donné. Les „flute casts“, peu abondants, sont indiqués individuellement.

La direction des courants de turbidité semble avoir été celle de l'axe de la fosse géosynclinale, cas fréquent dans les dépôts du type flysch. Il semble toutefois qu'il y ait une légère obliquité par rapport aux lignes paléogéographiques. Ainsi les limites d'extension vers le NW des différentes séries de Grès de Taveyanne présentent des directions SW-NE, tandis que les „flute casts“ et les „groove casts“ ont, en moyenne, une direction WSW-ENE.

Quant au sens de l'apport, nous constatons que 11 mesures de „flute casts“ indiquent grossièrement une venue du SW, tandis que 3 sont franchement opposées. Aussi est-ce avec prudence que nous avançons l'hypothèse que le matériel est surtout venu du SW. Seule une étude plus détaillée pourrait éventuellement confirmer cette idée.

En liaison avec les courants de turbidité, il faut noter de nombreux phéno-

mènes d'érosion intraformationnelle en chenaux. Parmi les ravinements remarquables, citons celui que l'on peut observer au-dessus des chalets de Flaine, dans le ruisseau de la Plaine, vers l'altitude de 1720 m. A cet endroit, on remarque un banc très épais, conglomeratique, épousant un chenal profond de plusieurs mètres dans les couches sous-jacentes. Il recoupe obliquement ces dernières sur une distance horizontale de 30 m environ et contient des morceaux schisteux de dimension céphalaire, qui ont été arrachés à ce substratum immédiat.

Un dernier point remarquable ayant trait aux courants de turbidité doit être signalé ici. Un peu au N du premier „E“ de „Combe Enverse“, dans une zone d'éboulis composée uniquement de gros blocs tombés d'une paroi entaillée dans la Série de Gers, on remarque un bloc insolite de calcaire nummulitique. Cette masse, pesant plus de 10 tonnes, est lithologiquement semblable au calcaire éocène supérieur de la région. En l'examinant plus attentivement, on constate qu'un placage de Grès de Taveyanne microconglomératique y adhère encore. Cela signifie que cette masse calcaire était inclus dans un banc microconglomératique.

L'endroit probable d'où ce bloc s'est détaché doit se trouver vers l'altitude 1950 m. Là, on observe un banc très grossier, finement conglomératique, reposant sur des grauwackes moyennes à fines. La base de cette turbidite est formée presque exclusivement, sur une épaisseur de plusieurs mètres, par des „galets mous“ de Schistes Marno-micacés et de schistes plus calcaires à Globigérines (un bloc de ces derniers atteint un mètre de long). Plus rarement on trouve des galets, plus petits, de calcaire nummulitique.

La taille de ces blocs démontre la force de transport des courants de turbidité. Parmi les hypothèses possibles, nous pouvons proposer la suivante. Il existait probablement au fond de la mer des bombements tectoniques mettant à nu les terrains sous-jacents; calcaires à petites Nummulites et Schistes à Globigérines. Les turbidites auraient arraché au passage des blocs volumineux à ces bombements. L'érosion des Schistes à Globigérines et du Nummulitique par le Flysch ne s'observe pas chez nous. Par contre, ce phénomène est connu dans d'autres régions plus ou moins voisines. Ainsi dans le massif des Bornes, au-dessus de St-Laurent, entre les maisons des Gazets et du Planet, nous avons observé le long de la route des Grès du Val d'Illiez ravinant des calcaires nummulitiques. Les Schistes à Globigérines ont donc disparu. De semblables phénomènes sont bien connus en Suisse centrale où les Grès de Taveyanne peuvent même transgresser directement sur le substratum mésozoïque (H. ADRIAN, 1914).

## 2. Les galets des Grès de Taveyanne

Il existe deux types bien distincts d'association de galets dans les Grès de Taveyanne.

*a) Type normal*

Dans ce premier cas, il s'agit simplement des termes les plus grossiers des grauwackes du Flysch. Nous avons observé des conglomérats à 3 endroits différents, déjà mentionnés dans ce texte : au N de la Tête du Pré des Saix, dans les Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques, à la combe Enverse et au-dessus des chalets de Flaine supérieur. Les galets sont de taille modérée, atteignant rarement le diamètre d'une noix. Ils sont généralement mieux arrondis que les éléments détritiques plus fins mais leur nature pétrographique ne diffère pas de celle des divers éléments des Grès de Taveyanne habituels.

*b) Type aberrant*

Il ne s'agit pas à proprement parler de conglomérats ou de brèches, mais plutôt de traînées de galets isolés dans une matrice détritique relativement fine. Les éléments sont le plus souvent très anguleux et souvent aplatis à la manière des galets mous auxquels d'ailleurs ils sont fréquemment associés. Leur taille est plus considérable que celle des galets normaux ; elle peut atteindre presque celle d'une tête. Leur fréquence est variable, souvent réduite à quelques éléments dispersés. Nous avons rencontré ces galets presque partout dans les Grès de Taveyanne typiques. Citons entre autres localités : le bord de la route, immédiatement au S d'Arâches (sommet de la Série de Gers), le long de la même route, au-dessus des Mouilletts (base de la Série de Gers), l'Arbaron (barre du même nom), la combe des Foges, vers l'altitude de 2150 m (barre de Tête Pelouse). Nous n'en avons cependant pas remarqué dans les Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique.

L'originalité de ces galets réside dans leur composition pétrographique : il s'agit presque exclusivement d'andésite. Leur répartition dans les différents bancs semble indépendante de l'épaisseur et de la granulométrie de ces derniers. Ainsi des bancs peu épais et fins peuvent contenir de nombreux galets de grande taille. Dans plusieurs cas nous les avons observés uniquement au sommet de bancs épais et granoclassés. Nous avons étudié en détail le gisement d'Arâches et celui de l'Arbaron.

Quelques centaines de mètres au S de la sortie d'Arâches, la nouvelle route recoupe des bancs épais de grauwackes. Dans la partie médiane de l'un de ces bancs s'intercalent des traînées de galets mous et de galets andésitiques. Sur plusieurs centaines de galets examinés macroscopiquement, nous n'avons trouvé, en dehors d'andésites ou de schistes, que 3 fragments de roches siliceuses (chert). Les éléments cristallins acides (granites, gneiss, quartzites, etc.) font complètement défaut. Sous le microscope, nous avons reconnu les principales variétés d'andésites décrites par les auteurs. Il y a toutefois une particularité dans les proportions respectives des divers types. Ainsi, sur 21 galets examinés en lames minces, 14 se sont révélés être des andésites à hornblende avec parfois

un peu de biotite, le reste étant constitué d'andésites à hornblende et augite ou à augite seule (4 échantillons). Il semble bien qu'il y ait un léger excès d'andésite à hornblende, car nous n'avons jamais mesuré dans la Série de Gers, de teneurs en hornblende dépassant 60% par rapport à la somme augite et hornblende.

Cette anomalie est encore plus caractéristique si nous tenons compte des structures où seuls se rencontrent les types vitrophyriques (6 galets) et hyalopilitiques (15 galets). De plus, la structure hyalopilitique observée se rapproche fortement de la structure vitrophyrique par la grande abondance du verre (actuellement sous forme de chlorite) dans lequel ne nagent souvent que des microlites isolés. La structure felsitique, toujours bien représentée dans les Grès de Taveyanne, semble absente.

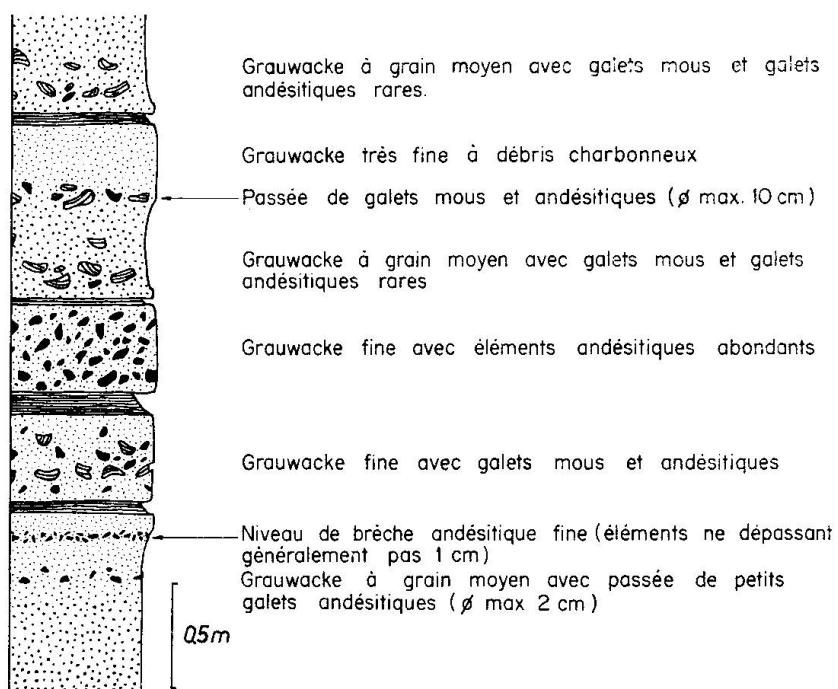


Fig. 8.

Le gisement de l'Arbaron est situé au bord d'une route secondaire, 100 m à l'W du point 1843,5 m. La figure 8 est une coupe des bancs contenant les fragments d'andésites. Il s'agit de 3 bancs peu épais, situés entre deux bancs de plusieurs mètres de puissance qui contiennent d'ailleurs aussi des galets. Ces derniers apparaissent au sommet du grand banc inférieur, là où, par l'effet du granoclassement, la matière détritique devient fine. Ils y forment une trainée bréchique d'éléments petits et très anguleux. Au-dessus, les galets sont présents dans les 3 bancs intercalés à granulométrie surtout fine et ils abondent principalement dans le banc du milieu. Ici comme ailleurs on relève la présence d'abondants galets schisteux.

Au point de vue pétrographique, le caractère monogénique est encore plus

accusé. On ne rencontre qu'une seule sorte de lave, d'ailleurs peu fréquente dans les grauwackes habituelles. Il s'agit d'une andésite à labrador et hornblende, avec pâte vitrophyrique. Cette uniformité pétrographique, déjà bien évidente macroscopiquement, a été confirmée par l'examen de 15 galets en lames minces. A part ces laves, nous n'avons reconnu que quelques galets d'une substance détritique fine où les minéraux constitutifs, surtout du plagioclase et de la hornblende, forment des esquilles. Cette roche se rapprocherait d'un tuf.

Notons encore que les vacuoles des andésites sont fréquemment remplies d'une matière détritique très fine, en partie argileuse, montrant néanmoins les éléments volcaniques et cristallins habituels des Grès de Taveyanne. Il devait s'agir à l'origine d'une boue dans laquelle les galets de lave ont séjourné pendant ou avant leur transport. Dans la première éventualité, il faudrait penser à des substances fines en suspension inhérentes aux courants de turbidité.

Nous pensons que l'origine de ces galets est à rechercher dans un processus voisin de celui proposé pour les blocs de Schistes à Globigérines et de Nummulitique : les laves, fragmentées ou non, se trouvaient quelque part sur le fond marin, d'où elles ont été enlevées par un courant de turbidité. L'association galets andésitiques — galets mous suggère que ces laves se trouvaient à proximité de fonds vaseux. De plus, le caractère très anguleux et monogénique de ces galets, leur différence avec les éléments détritiques de la matrice, écartent l'idée d'une phase de transport fluviatile précédant la phase sous-marine. Deux hypothèses sont possibles :

- a) Les galets ont été arrachés à des affleurements sous-marins de lave qui se trouvaient peut-être dans les cañons bordant la fosse de sédimentation ;
- b) des falaises surplombant la mer se sont éboulées en eau profonde et leurs débris se sont mêlés aux sédiments détritiques accumulés en bordure de la fosse géosynclinale.

Dans l'une ou l'autre hypothèse, la suite du processus est la même. Selon la théorie classique des courants de turbidité, ces masses détritiques, à la faveur de tremblements de terre, dévalent brusquement le talus sous-marin, puis suivent la faible pente axiale de la fosse sur des distances pouvant être très grandes.

### **3. Le problème du volcanisme autochtone et synchronique**

Ainsi que nous l'avons déjà vu dans l'historique, les auteurs ont défendu tour à tour deux idées. Pour les uns, les Grès de Taveyanne sont des sédiments détritiques issus de la démolition de massifs volcaniques (actifs ou éteints), pour les autres, ce sont des tufs provenant directement d'éruptions voisines. Les études très détaillées de F. DE QUERVAIN (1928) et de M. VUAGNAT (1952) semblaient avoir mis un point final à cette question, en démontrant la validité de la première hypothèse. Il n'en fut rien car, depuis quelques années plusieurs auteurs semblent avoir remis en honneur l'hypothèse du „volcanisme

autochtone“ dans la région de Clumanc (Basses Alpes), du Champsaur (Hautes Alpes) et de Thônes (Haute Savoie). Les formations de ces deux dernières régions sont étroitement apparentées à nos Grès de Taveyanne, particulièrement ceux de la région de Thônes qui les prolongent en direction du SW.

Les faits suivants militeraient en faveur d'un volcanisme „*in situ*“ (S. BEUF, 1959; S. BEUF, B. BIJU-DUVAL, et Y. GUBLER, 1961):

- a) La fraîcheur des minéraux volcaniques qui indiquerait la proximité immédiate des centres éruptifs.
- b) La distribution du matériel volcanique; S. BEUF et al. (1961), écrivent à ce propos: „La répartition spatiale et verticale des éléments ,volcaniques‘ est strictement limitée aux tufs et grauwackes qui constituent des ,coulées‘. Ils ne se retrouvent pas mélangés aux éléments terrigènes qui alimentent l'ensemble du Flysch.“
- c) Le manque de stratification, le moulage jointif des éléments volcaniques, des cas de cuisson au contact avec le matériel volcanique, des actions hydrothermales, etc.

A notre avis, les arguments avancés par les auteurs ne sont pas concluants. A propos de la fraîcheur du matériel volcanique, il faut relever que le degré d'altération ne dépend pas de la longueur et de la durée du transport (par courants de turbidité le transport peut être très rapide), mais de la vitesse d'érosion. Il est bien connu que les reliefs jeunes fournissent un matériel peu altéré.

Nous ne pensons pas que le matériel détritique a une origine double: nos observations ont montré qu'il est bien représenté partout dans les bancs les plus variés, épais ou minces; seule sa quantité dépend de sa granulométrie. L'identité d'origine des Schistes Marno-micacés intercalaires et des grauwackes a été établie grâce aux rayons X (J. MARTINI et M. VUAGNAT, 1964).

Signalons néanmoins que l'on peut rencontrer des intercalations gréseuses sans matériel volcanique, associées à des bancs de grauwackes en contenant normalement. Ainsi M. le professeur M. Vuagnat et moi-même, avons observé dans les Grès du Champsaur de la Pointe de la Venasque (Massif de Soleil Bœuf), deux passées schisteuses peu épaisses, contenant chacune plusieurs petits bancs de teinte plus claire. Même à l'œil nu, ces fines passées ne peuvent pas se confondre avec les bancs de grauwackes d'épaisseur équivalente. Disons encore que ces grès n'existent pas dans les masifs des Grands Vans et de Platé et semblent d'ailleurs très rares.

Enfin, les phénomènes mentionnés en c) doivent être en relation plutôt avec les importantes modifications minéralogiques subies par le matériel volcanique après son dépôt et qui seront traitées en détail dans la seconde partie de ce travail.

Si les Grès de Taveyanne étaient des tufs, il semble que le matériel volca-

que d'un banc donné devrait être plus uniforme et ne pas comporter les types variés d'andésites qui sont toujours associés. En outre, si les volcans étaient proches du lieu de dépôt, on devrait trouver des couches cinéritiques, entièrement composées de matériel volcanique de projection, avec leur texture caractéristique.

Il a été maintes fois démontrés que les Grès de Taveyanne ne contiennent pas de projections volcaniques, mais des éléments détritiques provenant du remaniement de formations volcaniques très diverses dans le détail. Pour se faire une idée de l'aspect du sédiment originel, on peut évoquer les plages de sables noirs observables sur le littoral de pays à volcanisme actuel ou plus ancien.

Disons encore que le terme de tuf semble employé abusivement: à notre avis, on ne devrait pas appeler ainsi une roche détritique uniquement parce qu'elle contient beaucoup de matériel volcanique.

Dans les roches „volcano-détritiques“, ce terme n'est applicable qu'à des agrégats composés de cendres et débris vitreux en échardes. Ces éléments vacuolaires s'imbriquant mutuellement justifient à cette roche l'appellation de tuf. Il est au reste regrettable que l'on ait abandonné l'usage des anciens auteurs, pour lesquels un tuf était avant tout une roche poreuse, légère mais tenace, se laissant facilement travailler, d'origine volcanique ou pas.

## Chapitre V ÂGE DU FLYSCH

Comme nous l'avons déjà signalé dans l'historique, cette question est très controversée par suite du manque d'arguments décisifs. Il existe deux façons de se faire une idée de l'âge du Flysch helvétique. D'une part on peut considérer les fossiles de la formation elle-même, d'autre part on peut indirectement servir des couches datées qui sont en relation avec le Flysch.

### 1. Critères directs

Différents auteurs ont signalé des Orthophragmomes dans les Grès de Taveyanne, permettant d'attribuer un âge éocène terminal à cette formation, puisque le calcaire nummulitique sous-jacent est lui-même priabonien. Nous avons observé des restes de ces Foraminifères dans quelques rares cas. Sous le microscope, les organismes les plus fréquents sont les Globigérines, souvent encore attenantes à une matrice schisteuse, ce qui nous incite à admettre un remaniement des Schistes à Globigérines. Il en va de même pour les autres organismes (Orthophragmomes, Nummulites, Mélobésières...) dont l'état fragmentaire plaide également en faveur de l'hypothèse d'un remaniement. Comme nous l'avons vu, ce remaniement n'est pas attesté seulement par des

fossiles isolés, mais aussi par des blocs de grande taille. Mais ce phénomène ne permet pas d'attribuer un âge oligocène inférieur aux Grès de Taveyanne, car le temps écoulé entre le dépôt d'un sédiment et son remaniement peut être très court.

Certains auteurs ont décrit dans la région du Pré des Saix des Nummulites qu'ils attribuent à l'Oligocène (J.-W. SCHROEDER et E. PICTET, 1946). Cette microfaune, qui fait partie des Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique, comporterait *N. vascus* et *N. semicostata*. A notre avis, il n'est pas possible d'identifier *N. vascus* uniquement sur une seule section équatoriale; cela a été démontré en particulier dans une étude détaillée portant sur *N. vascus* et *N. incrassatus* (E. LANTERNO et V. ROVEDA, 1957). La détermination de *N. semicostata* est également sujette à caution: les auteurs décrivent en effet une forme qui se rapprocherait plutôt de *N. incrassatus*, espèce sans valeur stratigraphique dans ce cas.

Nous arrivons donc à des conclusions négatives; à notre avis, la faune des Grès de Taveyanne ne permet pas de trancher entre un âge éocène supérieur et un âge oligocène inférieur.

Plus significative serait la faune planctonique de certains schistes intercalés entre les bancs gréseux. En effet, nous avons observé une récurrence de Schistes à Globigérines dans les Grès de Taveyanne, le long du sentier Nant d'An-Combe de Gers, au point de coordonnées 941.100/125.400. Là, au-dessus du premier banc de grauwackes (immédiatement sus-jacent à la masse principale des Schistes à Globigérines), des schistes peu micacés contiennent encore des Globigérines pyritisées. Ce banc de grauwacke est très proche de la base de la Série de Gers. Une microfaune priabonienne permettrait d'assurer que les barres de l'Arbaron et de Tête Pelouse sont encore éocènes. Une microfaune „lattorfienne“, en revanche, permettrait d'attribuer à l'Oligocène les Grès de Taveyanne à partir de la Série de Gers.

Il serait peut-être possible de découvrir, grâce à un examen attentif, d'autres intercalations du même type près de la base des Grès de Taveyanne. De telles intercalations ont été signalées dans d'autres régions, également à la base du Flysch (G.-A. STYGER, 1961; J. CHAROLLAIS et J. ROSSET, 1965).

Rappelons ici que des récurrences de calcaires à Orthophragmines ont été découvertes par P. GIDON (1954), dans les Grès du Champsaur. Ces bancs calcaires sont situés à la base d'une puissante série (800 m ou plus). Si l'on peut se permettre un parallélisme à grande distance, on peut supposer que les Grès de Taveyanne les plus anciens sont encore éocènes.

## 2. Critères indirects

Le Flysch helvétique est encadré chronologiquement par des formations d'âge bien déterminé: couches saumâtres du Stampien inférieur (*auct.*) au sommet

et Schistes à Globigérines, d'âge variable, à la base. Ainsi, lorsque le Flysch helvétique débute par des Grès du Val d'Illiez, les Schistes à Globigérines sous-jacents semblent être en tout cas en partie oligocènes inférieur. Cela paraît valable pour la partie autochtone de notre terrain. En effet, l'anticlinal de Cluses, où seuls les Grès du Val d'Illiez sont représentés, constitue la prolongation immédiate d'un territoire où l'âge des Schistes à Globigérines est connu (J. CHAROLLAIS et F. WELLHÄUSER, 1962). Ainsi les Grès du Val d'Illiez sont en tous cas postérieurs au Priabonien dans la région de Cluses, âge oligocène qui n'est d'ailleurs en général pas contesté.

Dans la zone plus interne, où se développent les Grès de Taveyanne, l'âge des Schistes à Globigérines n'est pas encore sûrement établi. Dans la région de Platé, les auteurs admettent cependant un âge éocène basé sur des intercalations de calcaires à Orthophragmomes (L.-W. COLLET et A. LILLIE, 1938). De plus, nous avons signalé ailleurs (J. MARTINI, 1963) une faune planctonique éocène dans les Schistes à Globigérines de l'extrémité S du synclinal de Thônes. Par extension, et sous toutes réserves, ce fait rend également probable l'âge éocène des Schistes à Globigérines sous-jacents aux Grès de Taveyanne. Ces derniers seraient donc, en Savoie, soit encore éocènes, soit déjà oligocènes.

Ainsi qu'il est admis par les auteurs, les Schistes à Globigérines confirment bien l'âge variable du Flysch basal. A une échelle géographique plus large, en ne citant que des travaux récents, l'âge de ces schistes varie du Lattorfien, dans les zones les plus externes (J. CHAROLLAIS et F. WELLHAUSER, 1962), au Lutétien, dans le domaine helvétique interne (R. HERB, 1962, 1965).

Si l'on ne tient pas compte des faits paléontologiques mettant en évidence cette migration classique du géosynclinal, on risque de tirer des conclusions erronées à partir d'observations trop localisées. Ainsi, par exemple, D. RIGASSI (1957), partant des Marnes à Foraminifères du Pont de Naves (Haute Savoie), dont l'âge lattorfien inférieur semble démontré, pense que tous les Schistes à Globigérines sont contemporains. Dans cette optique, l'âge de la base du Flysch subalpin, immédiatement sus-jacent, est donc partout le même. Pour expliquer la disposition particulière des divers types pétrographiques des grès du Flysch, il écrit que „suivant qu'ils sont à la base ou au sommet du Flysch, ces grès peuvent varier d'un Grès de Taveyanne typique à un grès du type Massongex“. Ainsi, les Grès de Taveyanne seraient peut-être d'âge lattorfien supérieur ou même rupélien inférieur.

Il semble que cette vue des choses ne tienne pas compte de certaines observations de terrain. En effet, si on l'admet, les Grès de Taveyanne devraient toujours débuter immédiatement au-dessus des Schistes à Globigérines, tandis que les Grès du Val d'Illiez, lorsqu'ils sont seuls à représenter la phase détritique grossière, devraient en être séparés par une grande épaisseur de Schistes Marno-micacés qui seraient alors l'équivalent, en granulométrie fine, des Grès de Taveyanne. Or, on constate que les premiers bancs grossièrement détritiques,

apparaissent plus ou moins rapidement dans la série stratigraphique, sans qu'il y ait de relations avec leur type pétrographique. Ainsi, entre Giffre et Arve, les premiers bancs importants de Grès de Taveyanne peuvent se présenter soit au-dessus d'une certaine épaisseur de Schistes Marno-micacés, soit directement au toit des Schistes à Globigérines (voir figure 3). Cette remarque est également valable pour les grauwackes du Flysch plus externe : les Grès du Val d'Illiez apparaissent tardivement dans l'anticlinal de Dessy (Haute Savoie) et très tôt au Pont de Naves.

Ici nous pouvons évoquer les questions ayant trait aux relations des Schistes à Globigérines avec nos Grès de Taveyanne. D'après le schéma général de la figure 3, on pourrait penser que les Grès de Taveyanne passent latéralement en totalité et très rapidement aux Schistes à Globigérines qui, eux-mêmes, passent au calcaire nummulitique. Un passage latéral rapide entre les Schistes à Globigérines et le Flysch est très probable. Dans une zone externe, là où les Grès de Taveyanne ont disparu, cette probabilité se change même en certitude. Ainsi, dans la coupe des Allamands (chapitre II), les tout premiers termes détritiques du Flysch, reposant directement sur les Schistes à Globigérines et contenant encore eux-mêmes ces Foraminifères, se rattachent à une formation sus-jacente aux Grès de Taveyanne. Le passage vertical des Schistes à Globigérines aux Schistes Marno-micacés est continu : il n'y a pas de hiatus de sédimentation. En conséquence, il est certain que les Grès de Taveyanne sont ici représentés par le faciès schistes à Globigérines.

Si le passage latéral Flysch-Schistes à Globigérines est rapide, il semble qu'il n'en aille pas de même pour le passage latéral Schistes à Globigérines — calcaires à Nummulites. Ceci résulte des observations et remarques suivantes :

a) La vitesse de sédimentation des Schistes à Globigérines, et probablement aussi celle du Nummulitique, doit être lente par rapport à celle du Flysch. En effet, on peut considérer que le dépôt d'une turbidite est géologiquement instantané. Il en résulte donc qu'une surface isochrone, sur le dessin de la fig. 3, ne recouperait pas horizontalement les trois faciès, mais que cette surface subirait une inflexion en passant du Flysch aux Schistes à Globigérines : cette surface ne serait donc horizontale que dans le Flysch et inclinée dans les faciès de base (Schistes à Globigérines et Nummulitique).

b) Le calcaire nummulitique passe en continuité vers le bas au faciès saumâtre des couches des Diablerets. Ces couches existent dans la région des Carroz, du Perret et du désert de Platé, où elles correspondent à plusieurs petits bassins distincts. Il ne fait pas de doute que ces assises résultent d'un dépôt quasi-horizontal et que leurs bancs sont parallèles à une surface isochrone.

La valeur de la discordance angulaire existant entre les couches des Diablerets et les assises du Flysch donne une idée quantitative de l'infexion de la surface isochrone. Comme il n'y a pas de discordance entre le Nummulitique et les couches des Diablerets, on peut dire que la valeur angulaire recherchée

est la discordance entre le Flysch et le toit du Nummulitique (soit 3° environ, voir fig. 3).

Cette étude des relations géométriques globales existant entre les différentes assises ne permet pas encore de conclure à un passage latéral Nummulitique — Schistes à Globigérines. Il n'en va pas de même si l'on tient compte des faits paléontologiques mentionnés plus haut: les Schistes à Globigérines, de même que les calcaires à Nummulites sont d'autant plus jeunes qu'ils sont moins internes.

De plus, les études de détail indiquent également qu'il y a passage latéral. Pour ne pas trop sortir du domaine de notre étude, nous ne décrirons qu'une localité où nous avons constaté de tels phénomènes. De l'autre côté de la vallée de l'Arve, entre les chalets de Vormy et de Chérente, nous avons pu observer de spectaculaires indentations de faciès. Du N au S, on peut suivre pas à pas le passage latéral du faciès néritique calcaire à une puissante série de schistes à Globigérines (près de 150 m). Cette zone particulièrement épaisse semble correspondre en face, sur notre terrain, aux Schistes à Globigérines des chalets de Plaine Joux, dont nous avons déjà noté la puissance anormale.

En conclusion, il semble que le passage latéral des Schistes à Globigérines au Nummulitique ait un caractère plus lent et plus insensible que celui du Flysch aux Schistes à Globigérines.

Il reste à expliquer la cause de cette discordance angulaire. Il semble qu'elle soit le résultat d'une subsidence provoquée par la surcharge du Flysch rapidement accumulé. Ainsi, au front de l'aire de déposition du Flysch, le substratum fléchit sous le poids des sédiments. Il se forme alors un talus raccordant la zone côtière néritique (dépôt du faciès à Nummulites) à la zone profonde où se sémente le Flysch. Sur ce talus, dont l'inclinaison doit rarement dépasser 3°, se dépose le faciès pélagique à Globigérines.

Comme à chaque nouvelle couche de Flysch déposée, l'aire d'épanchement des turbidites gagne toujours un peu plus de terrain en direction du NW, la subsidence supposée se propage peu à peu dans cette même direction.

Signalons encore que W. BRÜCKNER (1952) avait interprété différemment cette disposition particulière des assises du Flysch. Pour cet auteur le Flysch est un dépôt deltaïque et la valeur de la discordance Flysch-Schistes à Globigérines représente la pente de ce delta. Il est évident que les récents progrès de la sédimentologie du Flysch nous obligent à écarter cette hypothèse.

### 3. Conclusions

En résumé, il ne fait guère de doute que les grès de Taveyanne ont un âge voisin de la limite Eocène-Oligocène. Savoir où se place exactement cette limite serait peut-être rechercher une précision illusoire, car les limites d'étages n'ont certainement pas une rigueur mathématique. L'intérêt n'est donc pas d'établir

des corrélations ultra-fines avec les niveaux d'âge tertiaire d'une échelle stratigraphique valable à l'échelle du globe, mais de résoudre des questions de paléogéographie locale. Il s'agit avant tout de savoir où se situait la zone côtière NW du bras de mer alpin pendant le dépôt des différents termes du Flysch.

## Chapitre VI

### PROBLÈME DE L'ORIGINE DES ANDÉSITES

D'où proviennent ces roches volcaniques, dont le volume total peut être estimé au minimum à 1500 km<sup>3</sup> et dont il ne subsiste actuellement pratiquement plus d'affleurements? Cette question est particulièrement difficile à résoudre. L'historique a rappelé les diverses hypothèses proposées.

Nos recherches n'ont guère amené de faits décisifs; toutefois, il serait intéressant de revoir les différentes hypothèses émises et de tenir compte de certains travaux récents.

Sur le lieu d'origine, deux questions se posent: d'une part, dans quelle zone alpine se sont produites les éruptions? d'autre part, en quels points de cette zone?

#### **1. Localisation selon les zones alpines**

A priori on peut écarter, semble-t-il, l'hypothèse d'une localisation dans une zone externe au domaine subalpin, de même que celle d'une origine *in situ* dans le domaine subalpin, où se déposaient les Grès de Taveyanne. Nous avons déjà discuté cette question. Il reste donc à examiner l'hypothèse d'une origine „interne“. Deux possibilités se présentent: les zones penniques à ophiolites et les zones moins internes, dépouvues de roches vertes.

##### *a) Zones ophiolitiques*

L'hypothèse d'une localisation dans une zone à ophiolites présente l'avantage de situer les épanchements d'andésites dans une région dont les manifestations volcaniques sont connues et dont les débris se retrouvent dans une partie du Flysch helvétique. Toutefois, une question se pose: la mer s'étendait-elle jusqu'à cette zone ophiolitique à l'Eocène terminal? En effet, nous avons vu au chapitre de la sédimentologie que la mer dans laquelle se sont déposés les Grès de Taveyanne devait être en contact avec les affleurements andésitiques. Par exemple, dans les Alpes françaises, il faudrait admettre que le régime marin existait encore dans les zones subbriançonnaises et briançonnaises, ce qui ne semble guère accepté actuellement (J. DEBELMAS, 1963; R. TRÜMPY, 1965). M. VUAGNAT avait résolu le problème en proposant un rapprochement des couées par charriage. Cependant, si l'âge des éruptions est quasi contemporain du

dépôt, il faut envisager un charriage très rapide. Cette difficulté n'existe évidemment plus si l'âge des coulées est plus ancien.

Une découverte clé en faveur de la zone ophiolitique serait celle, par exemple, d'un fragment de pillow-lava variolitique en enclave dans un galet d'andésite. Nous avons observé dans les Grès de Taveyanne typiques, de rarissimes, mais indiscutables fragments de porphyrites arborescentes jusque dans la barre de Tête Pelouse, c'est à dire à la base de la série (coupe 175, Tête à l'Ane). Dans le synclinal de Thônes, J. Charollais a également observé de tels fragments dans les Grès de Taveyanne riches en matériel volcanique (communication orale). S'agirait-il de débris d'enclaves ?

### *b) Zones internes voisines du domaine subalpin*

L'hypothèse d'une zone plus externe présente peut-être un avantage puisqu'il n'est plus nécessaire de faire intervenir un charriage des andésites. Malheureusement les traces d'une activité volcanique sont insignifiantes. Le seul témoin apparemment sûr, bien que curieusement placé, est l'affleurement d'andésite décrit par R. BARBIER et R. MICHEL (1958), dans la zone ultradauphinoise.

Dans cette hypothèse, l'association évidente de débris andésitiques et diabasiques dans certaines grauwackes, ne refléterait pas une origine commune, mais serait peut-être en relation avec un remaniement des Grès de Taveyanne dans les Grès du Val d'Illiez.

A ce sujet, relevons que plusieurs auteurs, entre autres P. TERMIER (1891), ont signalé la présence de galets de Grès de Taveyanne remaniés, dans les conglomérats de St-Jean de Sixt (synclinal de Thônes), appartenant aux Grès du Val d'Illiez. M. le professeur M. Vuagnat et J. Charollais ont également observé ces galets (communications orales). Personnellement nous en avons examiné un en lame mince : il s'agit d'un Grès de Taveyanne riche en débris volcaniques.

Remarquons toutefois que ce remaniement devrait avoir été suffisamment régulier et général pour que le matériel andésitique soit toujours représenté dans les Grès du Val d'Illiez. Cette irrégularité peut étonner.

## **2. Localisation longitudinale par rapport aux zones alpines**

On peut envisager deux cas extrêmes : les andésites affleuraient régulièrement sur 400 km d'arc alpin, au minimum, ou, au contraire, étaient localisées dans un centre volcanique restreint.

### *a) Hypothèse d'une chaîne volcanique continue*

Cette hypothèse semble la plus simple et la plus logique. Elle convient particulièrement bien à une localisation dans une zone à roches vertes. En effet le

volcanisme ophiolitique s'est manifesté tout au long de la chaîne alpine et il semble normal que l'activité andésitique qui lui a succédé ait aussi eu cette même régularité.

*b) Hypothèse d'une localisation restreinte*

Cette hypothèse résulte de quelques objections que l'on peut faire à l'hypothèse précédente et n'est pas en conflit avec les conceptions actuelles que l'on a sur la sédimentation des Flysch. Cette hypothèse „ponctuelle“, difficilement soutenable auparavant, doit donc être examinée tout de même.

Une première objection à l'hypothèse de la chaîne volcanique continue réside dans le fait que la succession verticale des types de grauwackes est constante de la Savoie à la Suisse orientale (M. VUAGNAT, 1952). Or, si le dépôt de ces types est synchronique, il faudrait admettre que les cours d'eau qui se déversaient dans la mer du Flysch ont drainé presque au même moment des bassins pétrographiquement très semblables. C'est évidemment possible mais étonnant. Ce n'est que peu avant la fin du régime marin que le Flysch helvétique présente des variations pétrographiques latérales : les Grès de Matt-Gruontal ne sont pas semblables aux Grès des Carrières (M. VUAGNAT, 1957). De même, les Grès des Aillons (Savoie) contiennent en abondance de l'épidote et du glauco-phane détritique, alors que leurs équivalents pris dans la région de Thorens (Haute Savoie) n'en contiennent pas (observations personnelles).

En outre, il semble que les restes encore en place d'un groupe volcanique isolé ou même un seul très grand volcan, auraient plus de chance de passer inaperçus (par recouvrement tectonique, par exemple) qu'une suite continue d'appareils andésitiques. Or il semble bien que si des cheminées andésitiques affleurent encore, elles doivent être rares ou localisées car malgré des recherches de plus en plus approfondies dans les régions à ophiolites, on n'en a pas encore signalé.

Les progrès récents de la sédimentologie du Flysch permettent maintenant d'envisager des transports sur de longues distances : le trajet direct, perpendiculaire à la direction alpine, n'est plus indispensable. De plus, si l'on admet une origine „ponctuelle“, l'étude sédimentologique permettrait de localiser ces coulées andésitiques. On peut, à ce sujet, avancer quelques faits fragiles. Ainsi, F. de Quervain (1928), avait déjà observé que, si l'on se dirige du Rhin au Dauphiné, les Grès de Taveyanne deviennent de plus en plus grossiers et que leurs bancs s'épaississent. Sur notre terrain, les „flute casts“ indiquent surtout une venue du SW. En supposant ces faits valables, les gisements primaires étaient peut-être situés à la hauteur du Dauphiné.

Un obstacle sérieux s'oppose à cette hypothèse „ponctuelle“ : il faudrait admettre que la zone axiale alpine n'a pas fourni de matériel détritique à la hauteur de la Suisse et de la Savoie. On pourrait éventuellement tourner le

problème en imaginant que les sédiments provenant de cette zone axiale étaient déposés dans une fosse plus interne par rapport à celle des Grès de Taveyanne et que ces deux fosses auraient été séparées par un bombement sous-marin.

Pour terminer, soulignons encore le caractère très incertain de ces diverses hypothèses : nous renonçons à nous prononcer en faveur de l'une ou de l'autre.

## SECONDE PARTIE

### Pétrographie et métamorphisme des Grès de Taveyanne

Dans la partie précédente, nous avons déjà traité de la pétrographie des Grès de Taveyanne, mais à des fins essentiellement stratigraphiques. Dans cette seconde partie nous étudierons dans ces mêmes roches les transformations métamorphiques qu'elles ont subies ; ce genre d'étude des grauwackes, un peu délaissé jusqu'alors, permettra de mettre en lumière nombre de faits nouveaux.

#### Chapitre I

##### COMPOSITION ORIGINELLE DU MATÉRIEL ANDÉSITIQUE

Les débris de roches volcaniques possèdent une composition assez monotone ; nous n'avons pratiquement rien à ajouter aux excellentes descriptions déjà publiées. Nous avons retrouvé les quatre variétés d'andésites généralement

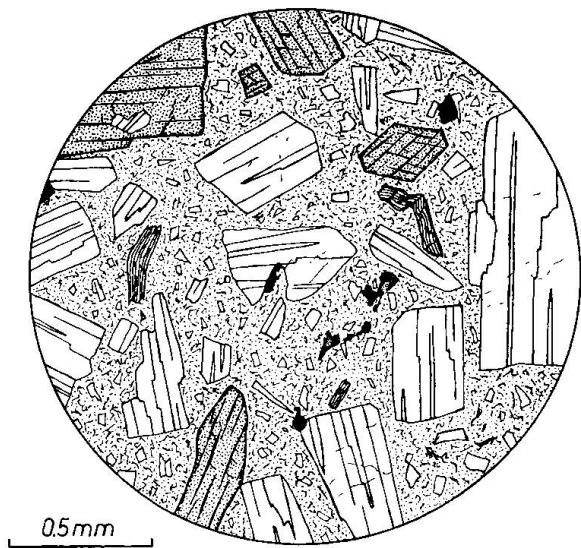


Fig. 9. Andésite à hornblende et biotite. Phénocristaux de plagioclase albitisé, de hornblende et de biotite. Pâte vitrophyrique avec rares microlites. Localité : Arâches, série de Gers, coupe A 26.

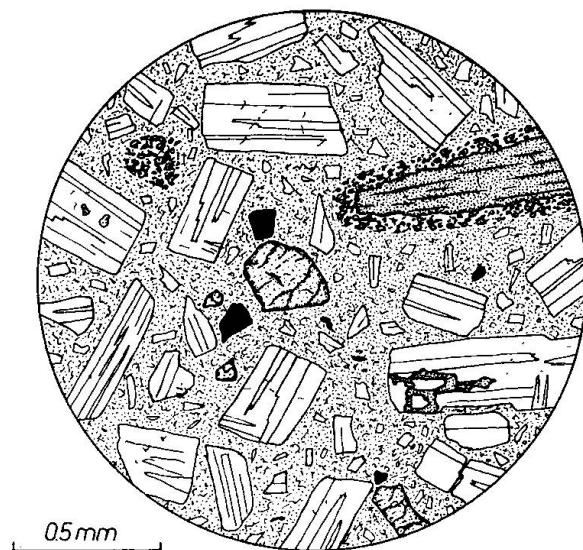


Fig. 10. *Andésite à hornblende et augite.* Phénocristaux de plagioclase albitisé, de hornblende avec auréoles réactionnelles et d'augite. Pâte vitrophyrique avec rares microlites. A noter une inclusion de hornblende dans un cristal de plagioclase. Localité: Arâches, Série de Gers, coupe No 226.

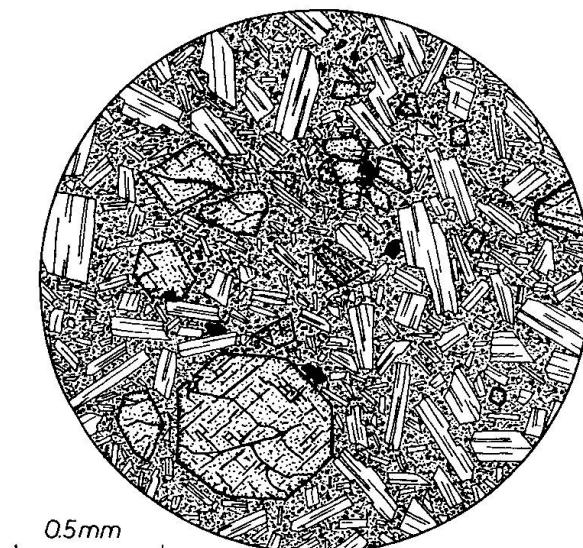


Fig. 11. *Andésite à augite.* Phénocristaux d'augite et de labrador à tendance micro-litique. Pâte à structure hyalopilitique grossière („serial-porphyrisch“ des auteurs allemands). Localité: Combe Vernant, série de Gers, coupe No 621.

reconnues, définies par leurs éléments ferro-magnésiens: andésite à hornblende et biotite, à hornblende seule, à hornblende et augite, à augite seule. De plus, la classification selon la structure de la pâte, due à M. VUAGNAT (1952), se retrouve parfaitement dans nos Grès de Taveyanne savoyards. Nous avons revu particulièrement deux points: la nature primitive du plagioclase, et la composition minéralogique quantitative des diverses andésites.

### 1. Composition des plagioclases basiques

L'examen de plusieurs lames minces montre bien vite qu'il existe deux types principaux de plagioclases: de l'albite, plus ou moins souillée par des impurités, et des plagioclases calciques très limpides et souvent zonés. Ces derniers sont contenus surtout dans des grauwackes fortement cimentées par de la calcite. Dans ces dernières roches, l'altération des plagioclases varie plus ou moins d'un

échantillon à l'autre et le type idéal, présentant uniquement des plagioclases intacts, ne se rencontre pas.

Le tableau IV donne une idée objective de l'état de fraîcheur des plagioclases calciques : nous avons compté un certain nombre de phénocristaux et nous les avons groupés en trois catégories : plagioclases peu altérés, plagioclases très altérés, plagioclases complètement altérés (= complètement albitisés). On constate sur ce tableau qu'il n'y a pas de différence marquée entre les diverses catégories stratigraphiques.

Sur le terrain, les grauwackes calcitisées constituent les marges des bancs ; leur partie médiane de nature différente, ne contient généralement que des plagioclases entièrement albitisés. Plus loin, nous décrirons ces phénomènes en détail, mais d'ores et déjà nous pouvons tirer la conclusion suivante : l'albitisation est un phénomène en grande partie secondaire. En effet, on peut affirmer sans grand risque de se tromper qu'un banc de grauwacke était à l'origine constitué entièrement du même matériel détritique et il semble donc probable que ces marges calcitisées contiennent les plagioclases dans leur état primaire. Il est évidemment malaisé d'affirmer catégoriquement sur la base de ces faits que tous les plagioclases étaient calciques lors du dépôt. Il semble seulement acquis que la plus grande partie était basique.

Tableau IV

N°	Stratigraphie	plagioclase peu altéré %	plagioclase très altéré %	plagioclase complètement altéré %
89	Grès de Taveyanne pauvres	58,5	21,0	20,0
103	en éléments volcaniques	17,2	56,8	25,8
91		15,3	60,0	24,6
27	Série de Gers	27,6	58,8	18,4
69		38,3	55,0	6,6
508		13,0	52,1	34,7
562'	Barre de l'Arbaron	55,7	39,3	4,9
181	Barre de Pelouse	32,4	40,5	27,0

Nous avons déterminé la composition des plagioclases calciques par la méthode préconisée par A. RITTMANN et ESSAM E. EL-HINNAWI (1961), méthode simple et rapide, qui tient compte en plus des formes de haute et de basse température. Il semblait utile de rechercher s'il existe une différence de composition entre les plagioclases des différents types d'andésites, tout au moins entre les termes extrêmes ; nous n'avons pas rencontré de fragments d'andésite à hornblende et biotite présentant des plagioclases frais. En conséquence, nous n'avons pu étudier que deux variétés : les andésites à hornblende et les andésites à augite. Théoriquement, ces dernières représentent sur notre terrain le magma le plus basique. Les andésites à hornblende que nous avons examinées proviennent de deux galets récoltés dans le conglomérat monogéni-

que de l'Arbaron, précédemment décrit, et d'un galet récolté également dans la barre de l'Arbaron, mais au-dessus des chalets de Flaine supérieur (coupes B 1, B 9 et 542). Quant à la variété augitique, nous en avons étudié deux galets récoltés à la combe Enverse, dans le conglomérat à blocs nummulitiques, niveau intercalé dans la Série de Gers et que nous avons également déjà décrit (coupes 621 et 634). Tous ces galets étaient évidemment pris dans une matrice calcitique, ce qui a permis la conservation des plagioclases zonées.

Nos mesures montrent que les plagioclases sont constitués par des formes de basse température, les valeurs trouvées se groupant le long de la courbe BT, bien qu'il y ait une dispersion assez grande. Ce fait trahit un réajustement du réseau cristallin, car les plagioclases devaient être du type HT à l'origine. La moyenne de 12 mesures portant sur des plagioclases peu zonées des andésites à hornblende donne une teneur de 59 % d'An. La valeur obtenue pour les andésites à augite semble un peu plus élevée : nous obtenons 65 % pour 11 mesures.

Nous avons également étudié des grauwackes où les diverses andésites se trouvent mêlées et où il était intéressant d'avoir une valeur moyenne. Ainsi, sur 9 mesures dans un Grès de Taveyanne pauvre en éléments volcaniques (Tête du Pré des Saix, coupe 89), on obtient la valeur de 55 % d'An. La même opération, répétée sur les grauwackes de la Tête à l'Ane (coupe 181, 9 mesures également), donne la valeur de 57 %.

Certains plagioclases étant souvent fortement zonés, il était tentant de mesurer la variation dans un seul cristal. Nous n'avons retenu que les séries de valeurs particulièrement bien axées sur la courbe BT. Sur un cristal provenant d'une andésite à hornblende (coupe 542), les valeurs s'échelonnent entre 55 % (centre) et 47 % (bord). Un autre plagioclase „d'attribution pétrographique inconnue“, formant un débris isolé, a une composition variant de 87 % (coeur) à 55 % (bord).

En conclusion, le plagioclase est le plus souvent du labrador, rarement de l'andésine ou de la bytownite. Les variations entre les divers types d'andésites semblent peu importantes. Tout au plus pouvons-nous avancer que la basicité augmente très légèrement d'une andésite à hornblende à une andésite à augite.

## 2. Composition minéralogique quantitative

Une étude quantitative des divers minéraux des andésites peut également aider à les classer pétrographiquement. Nous avons opéré au moyen du compteur de points, ce qui nous a donné les résultats consignés en pourcentage au tableau V. Ces chiffres indiquent qu'il n'est pas possible d'établir des subdivisions d'après des données quantitatives : entre les andésites à biotite et hornblende, et les andésites augitiques, il n'y a pas de différence, décelable par cette méthode. Pourtant, certains caractères de structure laissaient à penser que les andésites à augite se rapprochent des basaltes. Ainsi on peut voir à l'œil nu

déjà que les andésites à hornblende comportent généralement de grands phénocristaux de plagioclase, tandis que, dans les variétés à augite, ces derniers sont généralement de plus petite taille: comme le montre la fig. 11, les plagioclases d'une andésite à augite, ont tendance à prendre la forme de lattes, évoquant ainsi la structure des basaltes.

Tableau V

N°	Plagio-clase	Biotite	Horn-blende	Augite	Oxydes	Pâte et structure	Pourcentage des minéraux ferro-magnésiens (sans pâte chloritique)
A 13	42,1	1,2	12,0		0,5	44,1 hyalopilitique à vitrophyrique	24,7
A 26	48,6	0,75	5,2		0,8	44,9 vitrophyrique	12,0
B 14	33,3		10,6			56,1 vitrophyrique	24,0
A 5	31,4		2,3	3,2	1,7	61,5 vitrophyrique	18,6
A 15	46,2		4,6	2,4	2,7	44,0 hyalopilitique à vitrophyrique	17,5
A 22	47,8			11,2		41,0 hyalopilitique	10,9
A 20	31,3			10,6		58,0 hyalopilitique	25,3
624	40,4			13,4		46,3 hyalopilitique	24,8

A = galets d'Arâches, B = galets de l'Arbaron, 634 = galet de Combe Enverse

Nous avons adopté dans ce travail la classification de A. STRECKEISEN (1964), qui tient compte de deux facteurs: d'une part la basicité du plagioclase, d'autre part la proportion d'éléments ferro-magnésiens. Dans nos mesures, nous avons consigné cette proportion dans la colonne de droite du tableau V ci-dessus). Il faut remarquer que ce pourcentage n'est valable que pour les phénocristaux et ne tient pas compte de la pâte, où les mesures planimétriques sont impossibles. Donc, si on postule que la pâte a une composition voisine de celle de l'ensemble des phénocristaux, on constate que toutes les roches volcaniques des Grès de Taveyanne sont des *andésites à labrador* (ou *leucobasaltes*), en raison de leur teneur en minéraux ferro-magnésiens inférieure à 40% et de la basicité du plagioclase presque toujours supérieure à 50% d'An.

Nous avons renoncé à utiliser l'analyse chimique des galets isolés dans un but de classification pétrographique. L'étude des phénomènes de transformation nous montrera que la composition chimique primaire des fragments andésitiques a été fortement modifiée. Ce phénomène est déjà bien facile à constater sur la mésostase d'allure vitreuse. Cette dernière est représentée, dans les galets d'allure „fraîche“, uniquement par de la chlorite avec un peu de sphène. Il est bien peu probable qu'une telle composition (presque uniquement des éléments ferromagnésiens!) soit primaire. Si tel était le cas, une andésite à pâte vitrophyrique aurait une composition très mafique, tandis qu'une andésite semblable, mais à pâte pilotaxique, aurait une composition plus acide, sûrement moins aberrante. Il est donc très probable que le verre a été chloritisé après coup et qu'il en a résulté des changements de composition chimique.

Nous verrons néanmoins qu'il est possible d'utiliser les analyses chimiques des grauwackes dans les cas où la composition globale n'a pas été fortement modifiée.

## Chapitre II

### DESCRIPTION DES DIFFÉRENTES ESPÈCES DE GRAUWACKES

L'hypothèse de travail, introduite implicitement dans le paragraphe précédent est la suivante: le matériel andésitique, lors de son dépôt, était composé de verre, de labrador, de hornblende, d'augite et, dans une moindre mesure, de biotite, de minéraux opaques et d'apatite. Nous admettrons donc provisoirement que les autres minéraux présents dans ce matériel volcanique sont secondaires. Nous verrons en cours d'étude dans quelles mesures cette hypothèse peut être acceptée.

Sur le plan pratique, nous allons étudier les Grès de Taveyanne comme s'il s'agissait de roches métamorphiques et établir une classification basée uniquement sur ces minéraux secondaires.

#### 1. Grauwackes à laumontite

Macroscopiquement, cette catégorie correspond en partie aux „grès mouchetés“. Dans ces roches, on distingue deux parties: d'une part la moucheture, constituée de taches blanches arrondies de quelques millimètres de diamètre entourées d'un fond verdâtre, d'autre part, ce fond lui-même. Les grauwackes à laumontite sont des roches assez tendres, d'aspect un peu tufacé, pouvant se débiter en plaques qui sonnent sous le marteau comme de la céramique poreuse.

Les mouchetures paraissent les parties les plus altérées. La laumontite, décelée par de nombreuses analyses aux rayons X, s'y développe en abondance, envahissant largement les interstices entre les grains détritiques, de même que ce qui correspond à la pâte vitreuse des andésites. Les plagioclases sont corrodés et partiellement remplacés par cette zéolite, qui s'insinue aussi dans les plans de clivage de la biotite, en provoquant un gonflement caractéristique. Les seuls minéraux qui ont échappé plus ou moins complètement à ce remplacement calcique, sont les grains de quartz, la hornblende et l'augite. En lumière naturelle, la texture primitive, le contour des fragments et des phénocristaux de plagioclases remplacés sont soulignés par des impuretés et apparaissent encore clairement (fig. 12). La lumière polarisée (nicols croisés) met, par contre, la laumontite en évidence: minéral peu biréfrigérent à extinction roulante présentant souvent une texture fibroradiée.

La masse de fond vert foncé paraît inaltérée sous le microscope. Ceci est dû au fait que chaque espèce minérale de néoformation remplace individuellement

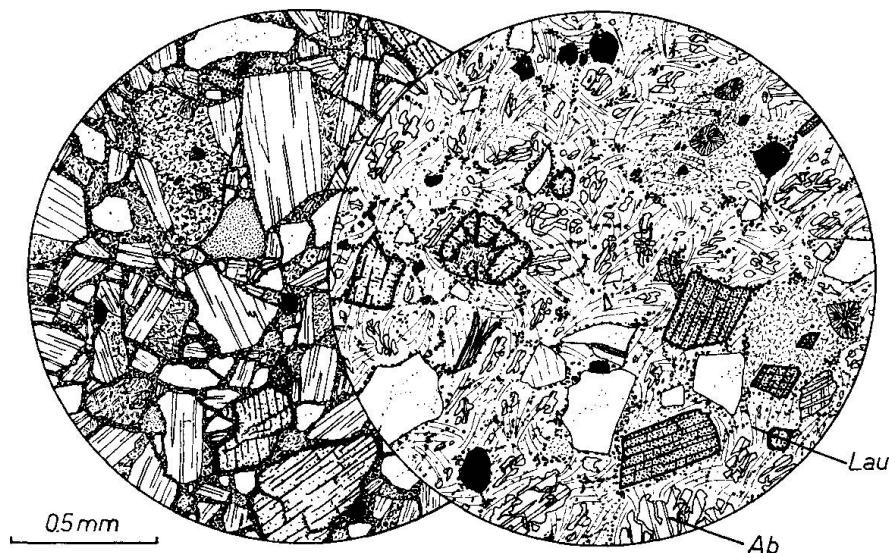


Fig. 12. *Grauwacke à laumontite*. Masse de fond chloriteuse (fig. de gauche): Plagioclase calcique remplacé par de l'albite limpide; les éléments détritiques (débris de plagioclases, d'augite, de hornblende, de quartz) sont bien visibles. La chlorite envahit le ciment et les fragments volcaniques.

Partie mouchetée: La laumontite (Lau) envahit largement toute la roche sauf le quartz, la hornblende et l'augite. L'albite (Ab) ne subsiste qu'en reliques. Le contour des éléments détritiques est marqué par des impuretés et des granules de sphène. Quelques plages de calcite. Localité: Les Carroz, coupe 34.

la phase primitive. Ainsi l'albite occupe uniquement la place du labrador (phénocristaux et microlites) et la chlorite, uniquement celle du verre primitif. Dans ces conditions, il y a pseudomorphose et les structures les plus délicates des andésites sont évidemment bien conservées. Contrairement aux mouchettes, cette masse de fond chloriteuse est très pauvre en minéraux calciques. Le quartz et les minéraux ferromagnésiens, ici également, sont inaltérés.

Dans l'ensemble de la roche, il faut noter encore quelques minéraux d'importance secondaire tels que de la calcite et du sphène, ce dernier disposé surtout en petits granules dans le ciment chloriteux vert foncé. Occasionnellement, on observe de la prehnite et de la pumpellyite, en nids isolés.

Il est intéressant de se faire une idée de la composition minéralogique quantitative des grauwackes à laumontite. Une simple mesure planimétrique est impossible, du fait de la finesse de certains minéraux. De plus, la laumontite est trop peu caractéristique en lame mince pour pouvoir être toujours identifiée avec certitude. Nous avons pu reconstituer la composition minéralogique à partir des analyses chimiques de deux échantillons représentatifs, complétées par un comptage des augites et des hornblendes (lequel est facile à réaliser). Les résultats sont consignés dans le tableau VI.

Afin d'éclairer le lecteur, nous décrivons ci-dessous la manière dont nous avons procédé pour obtenir cette composition minéralogique. Nous ferons d'abord quelques remarques

préliminaires. Les seuls minéraux dont nous avons obtenu la teneur par comptage sont, comme nous l'avons dit, l'augite et la hornblende. Ces pourcentages en volumes ont été transformés en pourcentages en poids, en tenant compte de la densité de ces minéraux et en supposant une densité moyenne des autres minéraux de la roche.

En ce qui concerne les minéraux dont la composition chimique est variable, nous nous sommes inspirés des analyses publiées dans l'ouvrage de W.-A. DEER, R.-A. HOWIE et J. ZUSSMAN (1962), en choisissant des valeurs moyennes. Il y a donc là un certain élément arbitraire. Nous avons tout d'abord calculé le pourcentage de calcite et d'apatite, en fonction des teneurs en  $\text{CO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$ ; puis nous avons soustrait de la teneur en  $\text{TiO}_2$  la quantité de cet oxyde nécessaire pour former la hornblende et l'augite. Le reste sert à former le sphène. Dans ce calcul, on néglige la teneur éventuelle en ilménite. Après avoir soustrait du pourcentage de  $\text{MgO}$  la quantité qui se trouve dans la hornblende et l'augite, nous avons supposé que tout le reste allait dans la chlorite (diabantite). Avec ce reliquat, nous formons ce minéral. De la même manière, nous avons supposé que la soude non fixée sur les minéraux ferro-magnésiens se retrouvait dans l'albite. La proportion de laumontite est alors donnée par celle de la chaux résiduelle, c'est à dire de la quantité obtenue en soustrayant de la valeur de  $\text{CaO}$  dans l'analyse la chaux qui se trouve dans les minéraux déjà formés.

Nous n'avons pas jugé nécessaire de corriger le pourcentage de chlorite en tenant compte de  $\text{MgO}$  de la laumontite et le pourcentage d'albite par la teneur en soude de la laumontite. Le calcul nous montre que ces corrections sont inutiles, vu qu'elles n'apporteraient qu'une précision illusoire.

Tableau VI

## Echantillon 34

	%		%
$\text{SiO}_2$	55,85	Calcite	3,0
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,70	Apatite	0,5
$\text{TiO}_2$	0,78	Sphène	1,7
$\text{FeO}$	3,49	*Hornblende	3,6
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,91	*Augite	2,8
$\text{CaO}$	6,23	Laumontite	24,8
$\text{MgO}$	3,03	Albite	25,6
$\text{Na}_2\text{O}$	3,04	Chlorite	12,9
$\text{K}_2\text{O}$	1,71	reste	25,1
Total	99,42		

Origine: Ruisseau de Gron, altitude  
1250 m.

## Echantillon 38

	%		%
$\text{SiO}_2$	55,59	Calcite	1,8
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,75	Apatite	0,5
$\text{TiO}_2$	0,80	Sphène	1,8
$\text{FeO}$	3,76	*Hornblende	2,4
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,45	*Augite	5,9
$\text{CaO}$	6,73	Laumontite	30,0
$\text{MgO}$	3,40	Albite	27,4
$\text{Na}_2\text{O}$	3,25	Chlorite	13,4
$\text{K}_2\text{O}$	1,56	Reste	16,8
$\text{MnO}$	0,11		
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,21		
$\text{H}_2\text{O}^+$	4,38		
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,18		
$\text{CO}_2$	0,78		
Total	99,95		

Origine: Ruisseau de Gron, altitude  
1300 m.

\* Indique qu'il s'agit d'une valeur obtenue par planimétrie. La chlorite est une diabantite. Reste = quartz, feldspath potassique, séricite, oxydes de fer.

Ces deux analyses montrent très clairement l'importance quantitative de l'albite et de la laumontite qui forment à elles deux environ la moitié des minéraux constitutifs. Les produits secondaires, dérivés à coup sûr du matériel andésitique (laumontite, albite, chlorite, sphène), forment le 65,5% de l'échantillon 34 et le 71,7% de l'échantillon 38.

## 2. Grauwackes à pumpellyite et prehnite

Ce type de roche est assez voisin du précédent par le fait qu'il est aussi moucheté, quoique d'une manière moins apparente; la roche, contrairement aux grauwackes à laumontite, est dure et cassante. Au cours de l'érosion, les taches blanches de la moucheture ne s'évident plus en alvéoles, mais peuvent se présenter en relief par rapport à la partie chloriteuse, ainsi que nous avons pu l'observer dans la région du Muttsee (Glaris) et du Schächental (Uri).

Sous le microscope, la ressemblance avec les grauwackes à laumontite est grande. La principale différence réside dans la présence de pumpellyite et de prehnite à la place de la laumontite. La pumpellyite se développe en granules isolés ou d'agrégats de petits cristaux évoquant sous le microscope un peu l'aspect de la clinzoïsite. La finesse du grain ne permet pas de mesures optiques et seuls les rayons X rendent la détermination possible, souvent après concentration préalable aux liqueurs lourdes. Ce minéral s'observe soit dans le ciment, soit dans les plagioclases. Sa couleur varie selon la teneur en fer: tantôt incolore, tantôt vert émeraude. En outre, on remarque que la pumpellyite verte se localise à proximité des plages de chlorite (là où du fer était disponible), tandis que la variété incolore „s'en éloigne“ et constitue volontiers des inclusions dans les grands cristaux d'albite. Signalons que la variation de teinte peut s'observer dans un même cristal.



Fig. 13. Grauwacke à pumpellyite (fig. de gauche): La pumpellyite (Pu) envahit tous les éléments sauf le quartz. Quelques plages de sphène (Sp). Origine: Meiringen (Berne), coupe 2395 (coll. M. Vuagnat).

Grauwacke à prehnite (fig. de droite): Développement de prehnite (Pr) xénomorphe. Le reste de la coupe est envahi par des agrégats sériciteux et chloriteux (Sr, Ch), effaçant partiellement la structure des éléments volcaniques. Quelques plages de calcite, une plage de hornblende. Localité: Linthal (Glaris), coupe 743 (coll. M. Vuagnat).

La prehnite se présente sous forme de grands cristaux xénomorphes, envahissant largement le ciment et les éléments détritiques. L'épidote ne s'observe que rarement. Nous n'avons décelé la présence d'épidote, sous la forme de quelques granules dispersés, que dans une seule coupe mince provenant de la Tête à l'Ane.

Les minéraux ferro-magnésiens sont généralement bien conservés dans ce type de grauwacke. Cependant, ils ont une tendance plus marquée à se chloritisier que dans le type à laumontite. Dans un précédent travail, portant sur l'ensemble des Grès de Taveyanne (J. MARTINI et M. VUAGNAT, 1965), nous avions décrit séparément un type de grauwacke à prehnite et un autre à pumpellyite, tout en signalant la fréquence des types intermédiaires. Ces termes extrêmes ne se rencontrent pas sur notre terrain où, d'ailleurs, les grauwackes à pumpellyite et prehnite ne présentent pas un grand développement. Nous n'avons donc pas jugé utile de décrire deux types séparés.

### **3. Grauwackes à faciès vert**

Nous pouvons distinguer deux types extrêmes, entre lesquels tous les termes intermédiaires existent.

#### *a) Type vert, sensu stricto*

Macroscopiquement, les Grès de Taveyanne appartenant à ce type sont plus ou moins verdâtres, selon la teneur en chlorite. Durs et massifs, ils évoquent un peu une diabase. Sous le microscope, on peut les comparer à la masse de fond verdâtre des „grès mouchetés“, à la différence près que les phénocristaux d'albite contiennent toujours de fines inclusions d'un minéral micacé, d'allure sérichtique, que nous n'avons pas pu identifier spécifiquement (il pourrait éventuellement s'agir de phengite). L'abondance de ce mica est variable : certains plagioclases en sont criblés, d'autres en sont presque dépourvus. Cette particularité nous avait conduits à nommer ce type „grès à plagioclases sérichtisés“ dans le travail préliminaire mentionné plus haut.

Le type vert *sensu stricto* est caractérisé surtout par la rareté des silicates calciques secondaires. Dans le cas idéal, se rencontrant d'ailleurs rarement, les minéraux calciques ne sont représentés que par un peu de calcite et de sphène. On se rend déjà bien compte, sans avoir recours aux analyses, de la composition chimique anormale que présente une telle roche par rapport à celle des autres grauwackes. Notons que quelquefois la calcite se développe abondamment, conduisant ainsi à un type plus calcique, chimiquement comparable aux grauwackes décrites précédemment.

Mentionnons encore la chloritisation plus ou moins avancée, souvent complète, de la hornblende et de l'augite, phénomène que nous avons déjà évoqué dans la partie géologique.

Ainsi le type vert apparaît au microscope comme ayant le mieux conservé les structures primitives. En fait, si l'on considère la composition minéralogique, il s'agit du type le plus transformé, puisque aucun minéral volcanique primaire ne subsiste (les minéraux ferro-magnésiens n'étaient que peu ou pas altérés dans les grauwackes à laumontite et à pumpellyite-prehnite).

### b) Type vert micromoucheté

A la cassure, ces grauwackes ne se distinguent pas du type vert *sensu stricto*. Seule la patine montre un caractère particulier: on y remarque une moucheture blanche, comparable à celle décrite plus haut, mais dont les taches sont plus petites, dépassant rarement un millimètre.

Sous le microscope, on retrouve tous les caractères propres au type vert *sensu stricto*, mais avec de la prehnite, localisée dans les taches blanches. Par comparaison avec les grauwackes à pumpellyite-prehnite, ce minéral se présente sous un habitus très différent: il s'agit d'un fin feutrage fibro-radié, cimentant les éléments détritiques et remplaçant quelque peu ces derniers. Cette prehnite pourrait aisément se confondre avec de la séricite, si ce n'était peut-être sa biréfrigérence un peu basse et la disposition de ng par rapport aux clivages. Ici encore, la diffraction des rayons X est indispensable à la détermination.

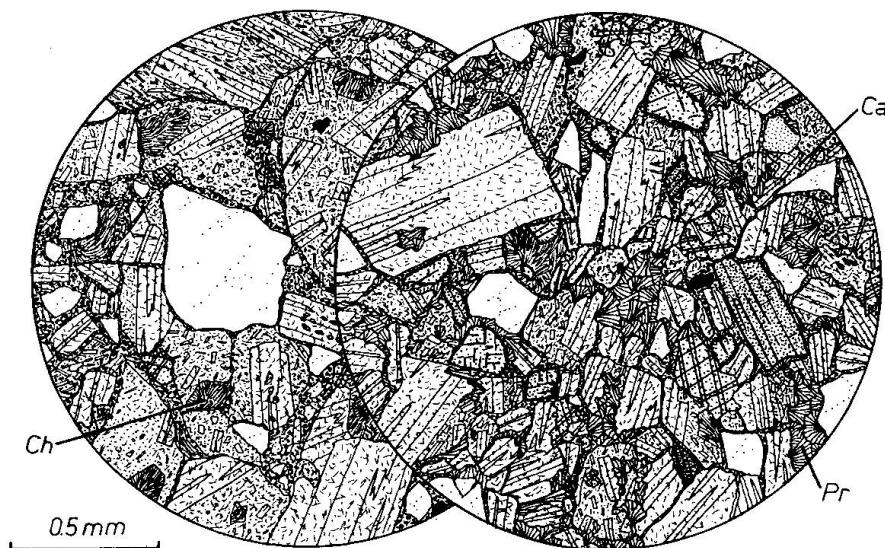


Fig. 14. Grauwacke du type vert *s. str.* (fig. de gauche): Les plagioclases sont criblés de paillettes de séricite et les minéraux ferro-magnésiens chloritisés (Ch). A noter la bonne conservation de la structure détritique. Le ciment contient de la chlorite, de la calcite et du sphène. Localité: Les Carroz, coupe 25.

Grauwacke micromouchetée (fig. de droite): A noter, en plus du développement de prehnite (Pr), l'état inaltéré de la hornblende et de l'augite. Localité: Balacha (barre de l'Arbaron), coupe 548.

Comme pour les grauwackes à laumontite, nous avons reconstitué la composition minéralogique sur la base d'analyses chimiques (tableau VII). Les pourcentages ont été calculés de la même façon, mais en formant de la prehnite avec la chaux résiduelle ( $\text{CaO}$  : 26,9%). La chlorite est également de la diabantite.

L'échantillon 548 est une grauwacke micromouchetée typique riche en prehnite. Ce minéral est moins abondant que la laumontite dans les grauwackes à laumontite, malgré des teneurs en chaux voisines. Cela provient du fait que la prehnite est plus riche en calcium.

L'échantillon 3 appartient au type vert *sensu stricto*, sans silicates calciques, ce qui est confirmé par le fait qu'il ne reste plus de chaux après formation des cinq minéraux principaux. La chlorite y est très abondante car la hornblende et l'augite sont complètement transformées.

Tableau VII

Echantillon 548			Echantillon 25		
	%			%	
$\text{SiO}_2$	54,90	Calcite	1,0	$\text{SiO}_2$	55,55
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,51	Apatite	0,6	$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,68
$\text{TiO}_2$	0,99	Sphène	2,1	$\text{TiO}_2$	0,66
$\text{FeO}$	3,40	*Hornblende	1,6	$\text{FeO}$	3,63
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,21	*Augite	13,1	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,14
$\text{CaO}$	7,57	Prehnite	10,8	$\text{CaO}$	3,93
$\text{MgO}$	3,19	Albite	37,5	$\text{MgO}$	4,11
$\text{Na}_2\text{O}$	4,42	Chlorite	6,7	$\text{Na}_2\text{O}$	4,99
$\text{K}_2\text{O}$	0,34	Reste	26,6	$\text{K}_2\text{O}$	1,48
$\text{MnO}$	0,12			$\text{MnO}$	0,10
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,23			$\text{P}_2\text{O}_5$	0,19
$\text{H}_2\text{O}^+$	3,32			$\text{H}_2\text{O}^+$	3,68
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,37			$\text{H}_2\text{O}^-$	0,26
$\text{CO}_2$	0,45			$\text{CO}_2$	1,10
Total	100,02			Total	99,50

*Origine:* Cabane de Balacha, barre de l'Arbaron.

*Origine:* Les Moulins, série de Gers.

Echantillon 3

	%		%
$\text{SiO}_2$	55,60	Calcite	3,2
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,58	Apatite	0,6
$\text{TiO}_2$	0,89	Sphène	2,2
$\text{FeO}$	4,97	Albite	42,1
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,61	Chlorite	28,6
$\text{CaO}$	2,70	Reste	23,3
$\text{MgO}$	4,73		
$\text{Na}_2\text{O}$	4,88		
$\text{K}_2\text{O}$	1,11		
$\text{MnO}$	0,15		
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,26		
$\text{H}_2\text{O}^+$	4,02		
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,21		
$\text{CO}_2$	1,40		
$\text{S}^{2-}$	traces		
Total	100,11		

*Origine:* Ancienne route de Balme à Arâches, altitude 660 m, série de Gers.

Quant à l'échantillon 25, il s'agit d'un type vert communément répandu, de composition intermédiaire.

Dans ces trois analyses, on doit également noter la prédominance des minéraux de néoformation tels que l'albite, la prehnite, la chlorite et le sphène, soit 56,8 % (Ech. 548), 72,3 % (Ech. 25) et 72,4 % (Ech. 3).

#### 4. Types mixtes

Entre les trois grandes subdivisions que nous venons d'établir existent, précisions-le, tous les termes de passage. Ainsi, entre les grauwackes à laumontite et celles à pumpellyite-prehnite, on trouve des variétés contenant les trois minéraux: dans un fond poeciloblastique, composé de grandes plages xénomorphes de laumontite, de la pumpellyite peut se développer en petits grains qui possèdent l'habitus propre à ce minéral.

Entre les grauwackes à laumontite et celles à pumpellyite-prehnite d'une part et les grauwackes du type vert d'autre part, les variétés intermédiaires sont particulièrement fréquentes. On les distingue déjà très facilement sur le terrain. Ainsi, dans une grauwacke à laumontite, la moucheture est bien développée: les taches blanches se touchent et isolent le fond verdâtre. Dans les grauwackes se rapprochant du type vert, les taches peuvent, soit devenir plus vertes et alors moins bien trancher sur le fond chloriteux, soit diminuer d'importance par rapport au fond: on est en présence d'une grauwacke du type vert où subsistent quelques taches blanches dispersées, de petite taille. Sous le microscope, on remarque surtout une augmentation progressive de la séricite en inclusion dans l'albite.

#### 5. Etude de l'albite

A priori, il était utile de rechercher s'il existait des différences de composition dans l'albite des diverses catégories de grauwackes. Nous nous sommes à nouveau basés sur la méthode décrite par A. RITTMANN et ESSAM E. EL-HINNAWI (1961). Nos mesures ont porté sur 19 cristaux d'albite limpide provenant des grauwackes à laumontite. Nous avons étudié un même nombre de plagioclases séricitisés, provenant des grauwackes du type vert (Grès de Taveyanne typiques et pauvres en matériel volcanique).

Nous avons constaté partout que l'albite est de basse température et contient au plus 5 % d'anorthite. Il n'y a donc pas de différence entre les deux séries étudiées.

Au moyen de la platine universelle, nous avons mesuré l'angle des axes optiques et trouvé une valeur toujours élevée, voisine de  $90^\circ$  et de signe positif: la moyenne de 21 mesures (albite des deux catégories) atteint  $+87,8^\circ$ . Il y a

là une anomalie car cet angle pour une albite BT ne devrait pas dépasser 80°. M. Vuagnat (communication orale) avait déjà observé un fait semblable et pense qu'il peut s'agir d'une albite intermédiaire entre les variétés BT et HT.

A l'analyse par diffraction, avec la caméra de Guinier, nous avons mesuré la différence angulaire existant entre les réflexions  $1\bar{3}1$  et  $131$ , distance réticulaire variable selon la teneur en anorthite et l'état plus ou moins désordonné du réseau (J.-R. SMITH et YODER H.-S., 1956). Pour l'albite limpide, les résultats correspondent à une teneur en anorthite voisine au maximum de 5% et un état BT. L'„albite“ séricitisée donne des valeurs très différentes, qui peuvent s'interpréter de deux manières: il s'agirait soit d'oligoclase BT à 20% An, soit d'une albite intermédiaire entre les états HT et BT. L'analyse par les rayons X ne permet pas de lever cette incertitude. Il semble donc qu'il y ait un certain désaccord entre les résultats fournis par la méthode optique et ceux obtenus par diffraction.

D'où proviennent ces écarts? Nous ne pouvons pas nous prononcer. Peut-être s'agit-il de petites variations dans la teneur en anorthite, alliées à un certain désordre résiduel? Des études plus poussées, par d'autres méthodes, pourraient peut-être trancher la question.

#### **6. Etude des chlorites**

Sous le microscope, on peut distinguer deux termes extrêmes de chlorite. La variété largement répandue dans les grauwackes possède une biréfringence relativement forte (environ 0,005), un angle des axes optiques moyen, de signe négatif. Cette chlorite est d'un vert assez vif qui peut virer au brun jaune (leptochlorite) sous l'influence de l'altération météorique actuelle. Cette oxydation s'accompagne d'une forte augmentation de la biréfringence.

Une teinte verte beaucoup plus pâle et une biréfringence très basse caractérisent le deuxième type de chlorite. Cette variété ne se rencontre que dans les grauwackes ayant subi de fortes actions tectoniques.

Sur des diagrammes réalisés au moyen de la caméra de Guinier, nous avons mesuré le paramètre  $b$ , lequel est fonction de la teneur en fer. Il ne nous est pas possible d'obtenir une grande précision par cette méthode. Néanmoins, en admettant pour la chlorite la formule générale suivante  $(Mg_{6-x-y}Fe^{2+}_yAl_x)(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_8$ , nous trouvons pour  $y$  des valeurs oscillant entre 2,5 et 1,9, d'après le graphique de H. SHIROZU (1958). Ces valeurs sont trop voisines pour indiquer deux espèces minérales bien distinctes.

En conclusion, il semble que la composition des chlorites varie dans le champ de la diabantite, se rapprochant parfois de celui de la brunsvigite (M. H. HEY, 1954). Remarquons que ces chlorites riches en fer et pauvres en alumine sont assez typiques des roches basiques peu métamorphiques.

### Chapitre III

#### CONSIDÉRATIONS SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE DES GRAUWACKES

Il paraissait intéressant a priori d'étudier les variations de composition chimique du matériel volcanique des grauwackes. Dans ce but, il fallait choisir des éléments reflétant la composition chimique des andésites.

Les minéraux d'origine non volcanique, toujours mal représentés, nous l'avons vu, sont: le quartz, qui prédomine largement, des feldspaths potassiques, de la séricite, de la muscovite, un peu de calcite, de plagioclase et des quantités très minimales de chlorite, biotite et hornblende. On peut donc éliminer d'office la teneur en silice, de même que celle en alumine. On peut écarter aussi la potasse mal représentée dans le matériel volcanique.

Les éléments chimiques liés spécialement aux andésites sont donc le fer, le sodium et le calcium. Le fer est particulièrement représentatif, le sodium et le calcium le sont moins car il existe un peu de feldspath non volcanique et de la calcite associée au matériel détritique de nature sédimentaire. Les feldspaths non volcaniques sont peu abondants; pour 10 ou 15 grains de quartz, on compte en moyenne, dans les Grès de Taveyanne typiques, un grain de feldspath. Ces feldspaths semblent être constitués à leur tour pour les deux tiers d'orthose ou de microlime et pour un tiers de plagioclase. Ces données ne sont que très approximatives car le recensement des plagioclases non volcaniques est incertain pour des raisons faciles à comprendre. Dans les termes détritiques grossiers on peut cependant se faire une idée de leur importance, car les minéraux constitutifs ne sont pas isolés, mais font partie de fragments de roches. Ainsi, comme les grauwackes de la Série de Gers ont une teneur moyenne en éléments cristallins de 18%, on peut compter sur moins de 1% d'albite constitutive, ce qui est négligeable par rapport à l'albite associée aux andésites.

La calcite du matériel sédimentaire apporte une quantité de chaux faible mais moins négligeable. Ainsi les Grès de Taveyanne typiques contiennent d'après nos observations planimétriques 1,8% de matériel sédimentaire en moyenne, ce qui peut représenter au maximum 1% de calcite. Dans ces conditions, il semble raisonnable de penser que 0,5% de chaux n'est pas d'origine volcanique. Cependant, nous verrons que cette interprétation prête à discussion et que la proportion de calcite d'origine sédimentaire est peut-être surestimée.

Pour des raisons pratiques, nous avons fait faire une certaine quantité d'analyses partielles, ne portant que sur le fer, le sodium et le calcium. Les résultats de ces analyses sont consignés dans le tableau VIII.

Nous avons reporté les teneurs relatives en oxydes de fer, en chaux et en soude dans le diagramme ternaire de la fig. 15. A titre comparatif, nous avons indiqué la courbe de variation relative à la province pétrographique des Cascades (USA), dont le volcanisme de type orogénique peut être comparé à

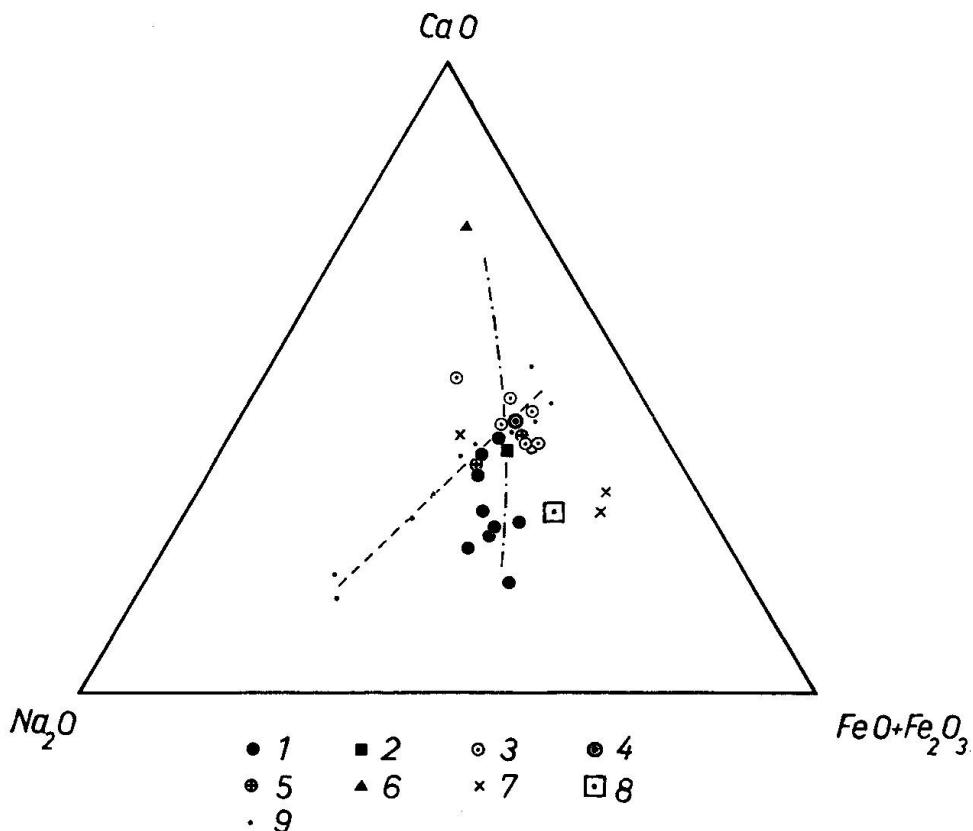


Fig. 15. Variations de la teneur relative en soude, chaux et oxydes de fer: 1 = types verts s. lat., 2 = type micromoucheté, 3 = grauwackes à laumontite, 4 = moyenne des grauwackes à laumontite, 5 = grauwackes à pumpellyite-prehnite, 6 = marge calcitée, 7 = galets „andésitiques“ d'Arâches, 8 = moyenne de 19 spilites, 9 = laves variant d'un basalte à une rhyolite.

celui de notre région. Ces valeurs, se rapportant à une série de roches allant des basaltes aux rhyolites, ont été calculées à partir d'analyses tirées de l'ouvrage de F.-J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960).

Sur ce diagramme, on constate que les grauwackes à laumontite sont groupées sur la courbe des Cascades et que la moyenne de ces 7 analyses se place à côté d'un point correspondant à une andésite basaltique. Ce dernier fait est bien en accord avec l'étude que nous avons faite des fragments volcaniques: leur nature est celle d'andésites à caractère basique (andésites à labrador).

Cependant, nous avons vu que dans les grauwackes, le calcium ne provient peut-être pas entièrement des andésites. Dans cette hypothèse (présence de calcite sédimentaire), les points représentatifs de notre matériel tomberaient un peu en dehors de la courbe des Cascades et la moyenne serait légèrement déplacée. En fait, un calcul rapide montre que ce déplacement serait faible. On peut aussi envisager que la teneur en calcium d'origine non volcanique a été surestimée. En effet, lors des mesures, nous avons compté comme matériel sédimentaire, de grandes plages de calcite, largement cristallisées, disposées

## Tableau VIII

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>						56,35									44,90	51,52	41,50	51,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						15,93									12,67	16,05	13,76	17,18
TiO <sub>2</sub>						0,67									0,63	0,70	0,53	0,30
FcO	2,97	3,09	2,99	2,61	3,14	3,85	3,31	3,79	5,05	3,60	3,86	4,96	5,22	4,16	2,20	3,73	8,14	2,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52	3,82	3,88	3,20	1,28	2,71	2,89	3,19	1,42	3,56	1,60	1,69	1,75	1,57	1,40	2,46	4,47	4,92
CaO	7,29	6,43	7,85	6,90	8,13	6,10	6,80	3,91	6,85	4,21	3,84	4,06	7,16	5,76	17,19	8,05	7,21	3,97
MgO															1,51	4,18	8,18	4,52
Na <sub>2</sub> O	2,77	2,87	2,82	3,45	3,73	5,10	3,82	6,10	4,72	4,21	4,14	4,67	3,39	4,37	2,35	5,43	2,82	2,13
K <sub>2</sub> O															1,57	1,56	0,85	6,20
MnO															0,56	0,21	0,22	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>															0,19	1,47	0,13	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>															2,21	3,25	6,65	4,39
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>															0,17	0,24	1,39	0,35
CO <sub>2</sub>															12,37	0,90	3,80	0,90
S <sup>-2</sup>															6,18	—	—	—
Total															100,10	99,75	99,65	99,77
															99,65	—	—	—

1. Ech. 22, grauwacke à laumontite, Série de Gers, Arâches.
  2. Ech. 230, grauwacke à laumontite, Série de Gers, Arâches.
  3. Ech. 24, grauwacke à laumontite, Série de Gers, Arâches.
  4. Ech. 37, grauwacke à laumontite, Série de Gers, ruisseau Gron, alt. 1290 m.
  5. Ech. 243, grauwacke à laumontite, Série de Gers, torrent Fay, alt. 850 m.
  6. Ech. 26, grauwacke du type vert, Série de Gers, Les Carres.
  7. Ech. 48, grauwacke du type vert, Série de Gers, ruisseau Gron, lentille dans la base du Wildfysz (alt. 1380).
  8. Ech. 78, grauwacke du type vert, Série de Gers (?), Tête du des Saix, écaille entraînée à la base de l'ultrahelvétien.
  9. Ech. 615, grauwacke du type vert, Série de Gers, Le Mouillat.
  10. Ech. 609, grauwacke du type vert, barre de l'Arbaron, Parchet.

apparemment comme des grains détritiques, mais qui pouvaient fort bien provenir d'une calcitation de débris volcaniques. Le phénomène est plausible car la métasomatose plus ou moins complète des plages de chlorite s'observe couramment. Si on admet cette manière de voir, le calcium pourrait donc être presque exclusivement d'origine volcanique.

Les grauwackes du type vert se groupent dans un champ différent. Il semble que les types les plus calciques se rapprochent des grauwackes à laumontite, tandis que les autres s'éloignent de la courbe des Cascades. Ce phénomène est dû à une diminution de la proportion de chaux, avec comme conséquence une augmentation des proportions d'oxydes de fer et de soude. Cette anomalie est très comparable à celle que présente la composition des spilites. Aussi avons-nous reporté dans le diagramme de la fig. 15, la moyenne de 19 spilites, valeurs tirées de l'ouvrage déjà cité de TURNER et VERHOOGEN. On a bien l'impression que les spilites pourraient se disposer dans un champ parallèle à celui des grauwackes du type vert, mais s'appuyant sur les basaltes au lieu des andésites.

Nous avons vu que, lorsque la teneur en prehnite atteint des valeurs élevées, dans les grauwackes du type vert, une micromoucheture se développe. Ce type particulier est rare sur notre terrain; le seul échantillon analysé présente une composition voisine de celle des grauwackes à laumontite. Il en va à peu près de même pour les grauwackes à pumpellyite-prehnite d'extension géographique également limitée et aux types souvent peu caractéristiques (variétés de transition avec le type vert). Les deux échantillons analysés montrent une composition comparable, pour le premier à celle des grauwackes à laumontite, voisine pour le second de celle du type vert calcique.

L'analyse de la base calcitisé d'un banc montre évidemment une grande prédominance de chaux. Cette analyse permet de deviner l'allure du champ général dans lequel devraient tomber tous les termes lithologiques décrits jusqu'alors. Nous avons reporté sur la fig. 19 l'axe correspondant au grand diamètre de ce champ.

Enfin, nous avons ajouté les analyses de trois galets, de faciès andésitique mais spilitiques de nature par suite de l'albitisation complète des plagioclases. Comme l'examen microscopique permettait déjà de le prédire, leur composition chimique est complètement aberrante par rapport à la composition des andésites vraies, qui ne se retrouve, ainsi que nous venons de le voir, que dans des analyses globales de grauwackes. On voit que la composition chimique dépend de la structure de la pâte; en effet, le No 18 possède une structure vitrophyrique et une teneur relative en fer élevée, due à une pâte uniquement chloritique, tandis que le No 17, à pâte hyalopilitique, a une composition très différente, plus proche de celle du magma primaire. Cependant, les deux galets andésitiques sont voisins, étant tous deux du type augitique.

Il est également intéressant de considérer les variations absolues des 3 éléments envisagés. C'est ce que nous exprimons par les deux diagrammes des

fig. 16 et 17. La fig. 16 montre la variation de la soude en fonction de la teneur en chaux. On constate que si cette dernière s'abaisse, la teneur en soude augmente. Il en résulte que les grauwackes à laumontite et celles du type vert sont bien différencierées en deux champs.

Le second diagramme indique la variation des oxydes de fer par rapport

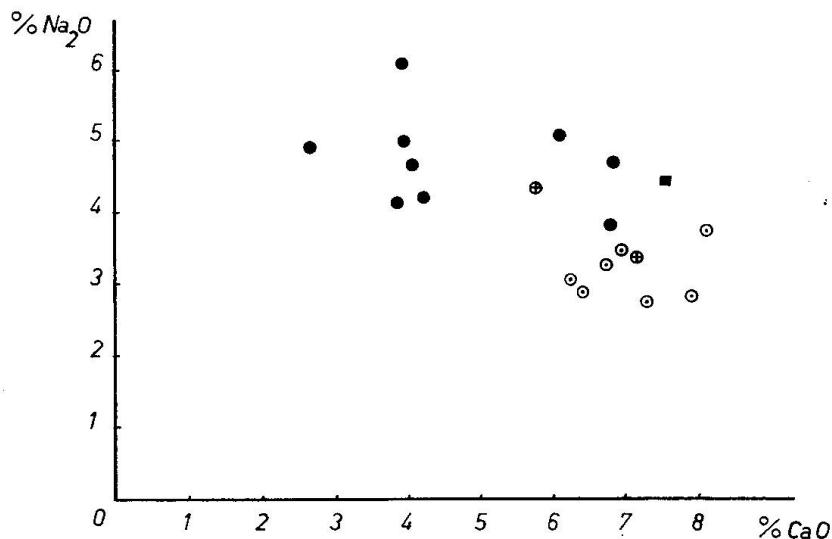


Fig. 16. Variations de la teneur en soude par rapport à la chaux. Mêmes symboles qu'à la fig. 15.

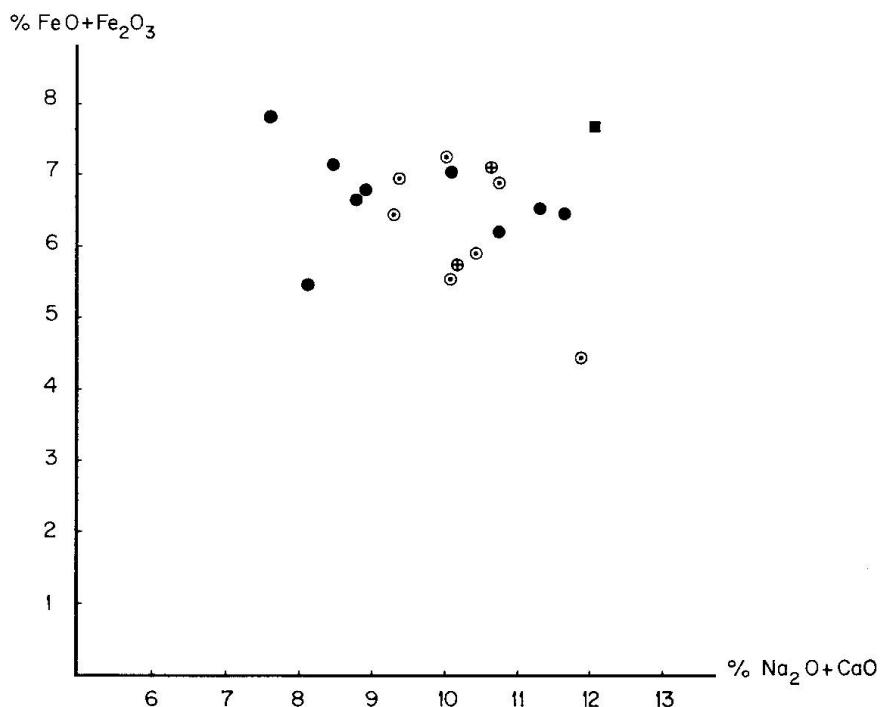


Fig. 17. Variation de la teneur en oxydes de fer par rapport à la somme de la soude et de la chaux. Mêmes symboles qu'à la fig. 15.

à la somme des teneurs en soude et en chaux. On remarque facilement qu'il n'y a guère de différence entre les deux grands types de grauwackes envisagées, tout au plus une moyenne légèrement plus élevée pour le type vert; la différence constatée n'est probablement pas significative, vu le nombre relativement restreint d'analyses. Cette quasi uniformité de la teneur en fer des grauwackes peut surprendre. En effet, les grauwackes du type vert présentent une coloration vert assez foncé et paraissent donc plus riches en fer que les grauwackes à laumontite, d'apparence plus claire.

En ce qui concerne les variations des autres éléments, nous ne pouvons nous baser que sur un nombre d'analyses restreint (Ech. 25, 26, 458, 34, 38). A première vue, il semble qu'entre les types vert et moucheté, il n'y a pas de variation importante en ce qui concerne  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . La teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$  semble plus capricieuse, bien qu'elle ne soit pas fonction de la catégorie pétrographique.

En conclusion, on peut dire que les grauwackes à laumontite, celles du type vert calcique et, probablement, celles à pumpellyite-prehnite, ont une composition chimique voisine de la composition des sédiments primaires. Il n'en va pas de même pour les grauwackes du type vert sensu stricto où on doit noter, par rapport à la composition originelle, un départ de chaux compensé par un apport de soude.

## Chapitre IV

### DESCRIPTION RÉGIONALE

Nous allons parcourir à nouveau les divers secteurs décrits dans la partie géologique, mais dans le but de mettre en évidence la répartition et le mode de gisement des divers types de grauwackes définies par leurs minéraux de néo-formation. Dans cette description, nous n'envisagerons que les Grès de Taveyanne, les Grès du Val d'Illiez ne contenant pas assez de matériel volcanique. Le résultat final des recherches sur le terrain se résume en une carte géologique où nous avons figuré les différents faciès de métamorphisme superposés aux subdivisions stratigraphiques.

#### 1. Région d'Arâches-les Carroz

Les premiers affleurements de Grès de Taveyanne typiques que l'on rencontre en montant du village de Balme à celui d'Arâches, sont ceux observables le long de l'ancienne route et vers le point 729.0. Nous avons vu qu'il s'agissait des Grès de Taveyanne typiques les plus externes paléogéographiquement et qu'ils ne forment qu'une assise relativement mince (15 m environ), prise dans une importante séquence schisteuse. Macroscopiquement, ils appartiennent au

faciès vert: la lame mince d'un échantillon récolté le long de cette ancienne route, vers l'altitude 650 m, le confirme. On constate que les minéraux ferromagnésiens sont complètement chloritisés et qu'il serait donc facile de confondre cette roche avec le type IV de M. VUAGNAT, si la teneur en éléments volcaniques n'était pas élevée.

Plus haut dans le vallon, les Grès de Taveyanne typiques réapparaissent dans une bonne coupe, à l'altitude 800 m. Ils forment alors une série plus puissante, constituée de bancs épais. Bien qu'il s'agisse probablement des mêmes niveaux, le type pétrographique a changé: dans l'ensemble, la moucheture est bien développée et nous sommes en présence de grauwackes à laumontite. On remarque ici pour la première fois l'aspect particulier que prennent ces roches à l'affleurement. On a l'impression de roches massives mais friables, comparables à des grès molassiques et se désquamant en grandes plaques parallèlement à la surface d'affleurement. Ces propriétés sont causées par la déshydratation partielle de la laumontite. Ainsi, pour un géologue de terrain, il est facile de repérer de telles roches, même à distance. Cette propriété est un guide précieux qui facilite grandement les levés.

Au pied d'une cascade infranchissable, 100 m en aval du point précédent, les Grès de Taveyanne typiques passent brusquement aux schistes qui les séparent des Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques. On observe que la base de ces schistes est un peu tectonisée. Le sommet des Grès de Taveyanne typiques est constitué d'un banc moucheté épais, dont les deux derniers mètres, en contact avec les schistes, appartiennent au faciès vert.

Plus en aval, à l'altitude 750 m, nous avons précédemment décrit les Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique: il s'agit de grauwackes de couleur grise, assez claires, assimilables à un type vert très calcitique, dont les plagioclases sont particulièrement chargés d'inclusions sériciteuses.

Si nous revenons en arrière, vers l'altitude 850 m, on constate que les Grès de Taveyanne typiques, toujours mouchetés dans l'ensemble, adoptent le faciès vert au contact immédiat des grès ultrahelvétiques. Encore plus en avant, à l'altitude 960 m, on observe un même développement de faciès vert au contact avec le Wildflysch. Ce phénomène va devenir une règle par la multiplication des exemples: Les grauwackes ayant subi l'influence tectonique du charriage ultrahelvétique, appartiennent au type vert.

Quelques centaines de mètres au S d'Arâches, nous retrouvons l'affleurement déjà décrit à propos des conglomérats aberrants. Il s'agit de bancs épais, séparés par des intercalations schisteuses peu importantes, appartenant entièrement au faciès à laumontite. La fraîcheur des affleurements permet l'observation détaillée des bancs mouchetés.

Les grauwackes ont été profondément entaillées par les travaux routiers, ce qui montre bien une importante oxydation météorique de la chlorite. Les parties de la roche ayant échappé à cette altération ne forment que des noyaux

de teinte verte, isolés au cœur des parties non fissurées. Cette disposition évoque tout à fait celle des calcaires bicolores du Valanginien jurassien : centres bleutés et pourtours oxydés de couleur rousse. Dans le cas présent, les teintes sont moins tranchées. Néanmoins on peut aisément distinguer une grauwacke mouchetée à chlorite oxydée grâce à sa teinte plus brunâtre. Pour clore cette digression, on peut ajouter que si l'épaisseur de la zone altérée dépasse souvent le mètre dans les roches à laumontite, elle n'excède généralement pas un centimètre dans les autres variétés.

Les marges calcitisées, déjà mentionnées, sont en cet endroit bien caractéristiques. A la base et au sommet des bancs, elles constituent de petites corniches en saillies, épaisse de quelques centimètres tout au plus. Elles sont si bien marquées qu'un observateur peu attentif pourrait les prendre pour des bancs individualisés, tandis qu'il ne s'agit que de phénomènes de concrétionnement. Ces marges tranchent sur les grauwackes à laumontite par leur teinte brun foncé, due à l'oxydation de la pyrite. En surface, elles sont fréquemment „pourries“ par décalcification : en revanche, en profondeur la roche est claire et extrêmement tenace.

En règle générale, la marge basale est mieux développée que celle du sommet qui, dans ce dernier cas peut même quelquefois manquer. L'examen microscopique révèle un développement intense de calcite dans le ciment et les éléments détritiques. Nous avons vu que les plagioclases volcaniques y sont en grande partie encore calciques, tandis qu'à une distance de quelques centimètres, dans les grauwackes à laumontite, ils sont entièrement remplacés par de l'albite d'apparence très fraîche. Un autre fait à noter est la propension particulière qu'a la calcite à remplacer les minéraux ferro-magnésiens (primaires ou secondaires). Ainsi la chlorite est en partie résorbée ; de ce fait la teneur en fer est plus basse dans les marges que dans le reste du banc, ce que confirme l'analyse 15 (voir Chap. III). Cette même analyse montre une très forte teneur en chaux, qui a pour corollaire un abaissement des teneurs des autres constituants principaux, qui ont été chassés de la roche primitive. La teneur en soufre est plus basse que l'on pourrait s'y attendre : la pyrite, dispersée en petits grains, semble à première vue abondante, car elle attire davantage le regard que les autres minéraux. De plus, en s'oxydant la roche prend une teinte rouille intense qui trompe sur l'abondance réelle du sulfure de fer.

Sur cet affleurement, on remarque encore la grande abondance des pseudo-galets décrits pour la première fois par M. VUAGNAT (1949) dans le Champsaur. Il s'agit d'un encroûtement analogue à celui des marges de bancs, mais simplement formé au contact des galets mous au lieu des schistes intercalaires. Or, on sait que ces galets mous et ces schistes sont de même nature. Les pseudo-galets présentent toutefois certaines particularités minéralogiques que nous examinerons au chapitre V.

Toujours sur cet affleurement, nous observons également la variation de la

moucheture en fonction de la granulométrie. A la base d'un banc, parmi les éléments détritiques grossiers, la moucheture s'est mal individualisée et la laumontite se développe plus irrégulièrement. Dans les grauwackes subconglomératiques, ce minéral tend à n'occuper que le ciment, tandis que les débris volcaniques restent chloriteux. Sur notre terrain, F. DE QUERVAIN (1928) avait déjà observé ce type particulier de moucheture et en a publié une photographie (p. 33). Cette irrégularité de la moucheture des termes grossiers avait également été notée par M. VUAGNAT (1952) et, de plus, semble universelle: entre autre, on l'a récemment signalée en Alaska (J. -M. HOARE, W.-H. CONDON et W.-W. PATTEN, 1964) dans des grauwackes crétacées.

Dans les grauwackes à granulométrie moyenne, la moucheture classique se développe. Dans la partie sommitale à grain très fin, la moucheture, jusque là „isotrope“, tend à s'allonger parallèlement à la lamination. On obtient alors, à l'échelle du millimètre, une alternance de niveaux lenticulaires blancs et verts, donnant à la roche un aspect flammé.

Précisons encore que ces phénomènes se rencontrent partout sur notre terrain et que nous avons saisi l'occasion de les décrire ici une fois pour toutes.

Sur la même route, quelques centaines de mètres avant d'arriver au village des Moulins, des travaux d'élargissement ont mis à jour une très bonne coupe de la base du Flysch. Les premiers bancs appartiennent au type vert; ils sont peu épais et les passées schisteuses y prédominent encore. Plus haut dans la série, les bancs deviennent plus puissants et les schistes se réduisent à de minces intercalations: la moucheture apparaît alors. Ici encore, nous signalons un phénomène que, par la suite, nous mettrons en évidence par des coupes séries: lorsque les bancs sont relativement minces et qu'ils sont associés à des séquences schisteuses importantes, les grauwackes appartiennent au type vert. Il s'agit donc du deuxième mode de gisement de ce faciès vert, le premier étant lié à la proximité de l'ultrahelvétique.

Nous constatons en plus que les bordures calcitisées (marges à la limite des bancs et encroûtements autour des galets mous) s'observent également dans le type vert et ne sont donc pas restreintes au type moucheté. Seulement, ce phénomène est ici beaucoup moins apparent. En effet, les grauwackes calcitisées ont la même dureté que le type vert: il n'y a pas de mise en relief par érosion différentielle. Un examen attentif montre seulement que ces zones calcitisées présentent une teinte brun clair à la cassure, tandis que les grauwackes normales sont plus vertes; à la patine, le phénomène se manifeste également par la dissolution de la calcite.

On remarque aussi que lorsque les bancs diminuent fortement d'épaisseur, ce qui généralement va de pair avec une diminution de la taille des grains, tout le banc est calcifié. Ainsi, les marges deviennent de plus en plus floues et finissent par faire corps avec la partie médiane: les bancs de l'ordre du décimètre sont le plus souvent entièrement calcitisés et ne présentent plus de mar-

ges. C'est dans ces bancs minces à marges peu nettes que l'on observe souvent des grauwackes du „type vert“ (en fait de couleur plutôt grise) avec du labrador encore inaltéré.

Dans la partie consacrée à la géologie, nous avons décrit la coupe du ruisseau de Gron. Cette section appartient entièrement à la Série de Gers, ce que confirment diverses plaques minces. Ces mêmes préparations montrent que le premier banc, immédiatement sus-jacent aux Schistes à Globigérines, est composé de grauwackes du type vert, dont les minéraux ferro-magnésiens présentent une chloritisation avancée (voir les analyses chimiques et minéralogiques des échantillons 25 et 26).

La suite de la série, sur une grande épaisseur, ne montre que des grauwackes à laumontite en bancs puissants. A partir de l'altitude 1310 m, peu avant d'atteindre les masses charriées de l'ultrahelvétique, le ruisseau coule sur des grauwackes du type vert, ainsi qu'on pouvait le prévoir. Cependant, 150 m en amont, le torrent de Gron s'encaisse à nouveau dans les bancs mouchetés pour ne quitter franchement la formation des Grès de Taveyanne qu'à l'altitude de 1385 m. Outre le type vert des derniers mètres de la Série de Gers, on observe des lentilles du même faciès emballées dans le Wildflysch. Ces lentilles ne se trouvent que très près du contact tectonique et présentent des dimensions réduites, de quelques décimètres ou quelques mètres au plus. Leur teinte assez claire s'explique par la présence de chlorite du type vert pâle, presque isotrope, et par la calcitation intense.

Le premier banc de la coupe du ruisseau de Gron, visible dans le hameau des Moulins, peut se suivre facilement en direction du S. Dans la première partie, nous avons décrit en détail le développement stratigraphique de cette barre. Maintenant nous remarquons que si cette barre appartient au faciès vert à la hauteur des Moulins, il n'en va plus de même lorsqu'on se dirige au S: une moucheture apparaît, d'abord timidement, puis devient de plus en plus nette. Nous avions déjà pressenti ce phénomène de passage latéral dans le torrent des Rots. Ici il est plus manifeste, car les affleurements ne sont pas discontinus.

## 2. Région de la Tête du Pré des Saix

Comme nous l'avons vu cette région est caractérisée par le développement des Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques formant une barre bien caractéristique. Cette barre est apparemment constituée partout de grauwackes du type vert. Les coupes minces montrent que l'augite et la hornblende sont toujours complètement chloritisées, sauf de rares exceptions où un peu d'augite subsiste encore. Ce fait semble anormal car, lorsqu'il s'agit de Grès de Taveyanne typiques, dans le faciès vert, la chloritisation est rarement aussi poussée. Ce phénomène a déjà été remarqué par M. VUAGNAT, qui en fait un des caractères des grès du type IV. Une question se pose: s'agit-il d'une altération

antérieure au dépôt ou d'une aptitude particulière à la chloritisation, due à la composition différente du matériel détritique? Nous ne pouvons pas répondre actuellement.

Toutefois, on peut dire que si l'altération des minéraux ferro-magnésiens est éventuellement antérieure au dépôt, l'albitisation des plagioclases calciques s'est bien produite *in situ*, en tout cas en majeure partie, comme le montre l'examen des marges calcitisées contenant des feldspaths zonés.

Le fort développement du faciès vert dans les Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique est dû à l'ultrahelvétique immédiatement susjacent, comme en témoigne la présence des klippes. Les écailles de Grès de Taveyanne typiques charriées par l'ultrahelvétique, observables sous les deux petites klippes de l'arête de la Tête du Pré des Saix, sont constituées par des grauwackes du type vert. Une lame mince (coupe 78), effectuée dans une de ces roches récoltées à la klippe W, montre un peu d'albite recristallisée dans le ciment. C'est le seul cas où nous avons observé ce phénomène car, partout ailleurs, nous l'avons déjà dit, l'albite occupe l'emplacement exact du plagioclase calcique, qu'elle remplace. Cette albite, extrêmement limpide, forme de petits agrégats de lattes enchevêtrées, évoquant une structure diabasique qui pourrait donner lieu à des confusions. Signalons que, dans ce secteur, la Série de Gers, séparée de la barre du Pré des Saix par une intercalation schisteuse de 15 m environ, appartient essentiellement aux grauwackes à laumontite.

Les faciès de la Série de Gers peuvent s'observer à loisir le long de la route conduisant à la station de Flaine supérieur. Ainsi, près du chalet des Zorzières, les travaux ont mis à jour deux gros bancs intercalés dans une épaisse séquence schisteuse. Il s'agit probablement des premiers termes de la Série de Gers. Le banc supérieur, le plus épais (6 m), se rattache au type à laumontite. La moucheture y est un peu aberrante: elle ne se présente plus sous la forme de classiques ocelles blanches sur fond vert, mais de taches floues en forme de lunules, dont la concavité est dirigée vers le haut et dont les dimensions sont de l'ordre du centimètre ou plus. Dans la partie supérieure du banc, la répartition de la laumontite est plus anarchique encore: on observe des „nuages“ de teinte plus claire, formant des traînées lenticulaires de 10 cm en moyenne, disposées sur un fond verdâtre.

Au-dessus du chalet des Molliets, vers l'altitude 1650 m, toujours le long de la route, nous avons relevé une coupe, banc par banc, dans la Série de Gers, afin de mettre en évidence la répartition détaillée des faciès. Cette coupe, reproduite à la fig. 18, montre tout d'abord un banc épais et moucheté, puis des niveaux minces associés à des schistes. Ces niveaux sont du type vert; on y rencontre aussi des grauwackes entièrement calcitisées. En dessus, les faciès à laumontite réapparaissent quand la puissance des bancs augmente.

Nous avons déjà entrevu la loi qui régit le développement de la laumontite. Maintenant, nous saisissons l'occasion de l'énoncer avec plus de précision: la

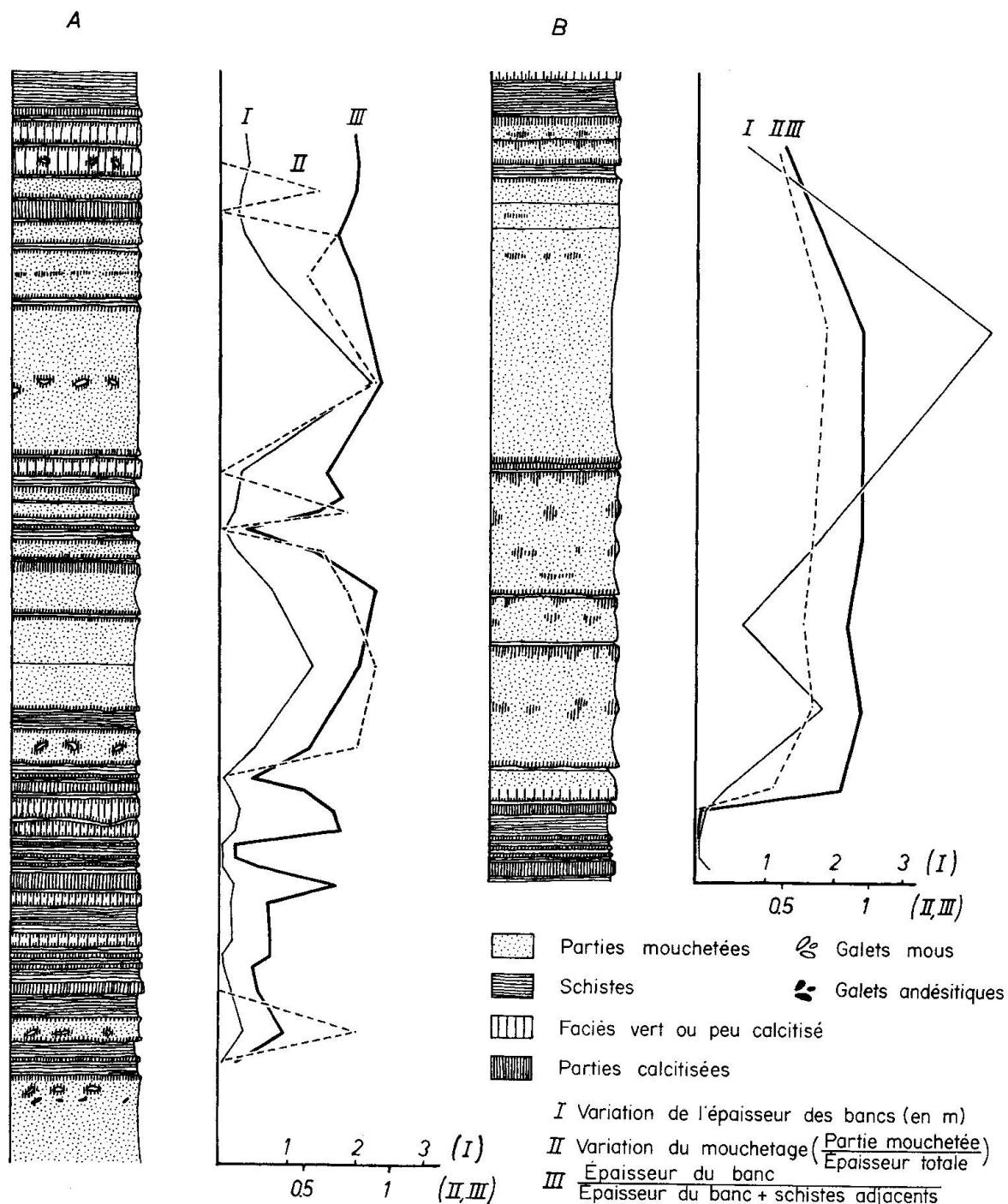


Fig. 18. Coupes des Molliets (A) et du ravin du Fay (B).

probabilité qu'a un banc d'être moucheté est proportionnelle à son épaisseur et inversément proportionnelle à la puissance des niveaux argileux adjacents. Afin de mieux mettre cette règle en évidence, nous avons tracé trois graphiques présentant quelques affinités avec les courbes de AUG. LOMBARD (1963). Une des courbes exprime l'importance de la partie mouchetée des bancs, une deuxième l'épaisseur des bancs et la troisième l'importance des schistes adjacents.

### 3. Région comprise entre le col de la Tena et Samoëns

La klippe ultrahelvétique observable sur l'arête de la Tena peut se comparer à celle du Pré des Saix. L'écailler de Grès de Taveyanne charriée sous celle-ci est également composée de grauwackes du type vert. Quant aux Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique sous-jacents, nous avons vu qu'ils ne forment que des bancs minces présentant quelque analogie avec ceux du torrent des Rots car, sous le microscope, on remarque une forte calcitisation et des plagioclases très séricités.

Dans l'ensemble, la Série de Gers dans ce secteur est tout à fait semblable à celle de la région précédente car le faciès à laumontite y est également bien développé. Nous avons étudié en détail les Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique en plusieurs points: dans le torrent du Nant d'An (altitude 1140 m), 250 m au S du chalet Roux, dans le ravin du Grand Nant, dans un autre ravin au „a“ de „Bémont-d'en haut“, au bord du Giffre (300 m en aval du pont de Revet) et dans le ravin du Bérouze près de Samoëns. Le faciès rencontré était toujours exclusivement apparenté au type vert, sauf dans le ravin du Grand Nant, au-dessus du hameau du Fay où nous avons observé des grauwackes à laumontite. C'est le seul endroit sur notre terrain où nous ayons remarqué des Grès de Taveyanne pauvres en éléments volcaniques à faciès moucheté.

Par rapport aux grauwackes mouchetées communément rencontrées dans la Série de Gers, celles des Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique présentent quelques différences. Leur teinte est plus pâle, bien que la moucheture ait le même aspect. En plus, l'abondance du mica scintillant à la cassure attire également l'attention. Les marges calcitiques sont aussi développées mais d'une façon irrégulière, leur épaisseur variant très capricieusement d'un point à l'autre (voir fig. 18). On remarque aussi des zones calcifiées ressemblant aux pseudo-galets de M. Vuagnat, mais sans cœur schisteux.

A la figure 18, nous avons représenté la partie inférieure de cette série, en la faisant débuter au toit des schistes qui la séparent des Grès de Taveyanne typiques. En effet, seul le tiers inférieur des grauwackes est moucheté: si l'on monte dans la série, la moucheture devient de moins en moins discernable et l'on passe au type vert.

L'explication la plus plausible de la présence de cet „îlot“ moucheté dans une formation qui ne l'est jamais ailleurs paraît en relation avec les deux facteurs dont nous connaissons le rôle dans le développement du faciès moucheté: d'une part il s'agit ici de l'endroit où la série est la plus épaisse (environ 40 m) et où les schistes sont le moins développés, d'autre part, c'est là que des bancs de Grès de Taveyanne pauvres en matériel volcanique se trouvent le plus éloignés de la surface de charriage ultrahelvétique (70 m environ).

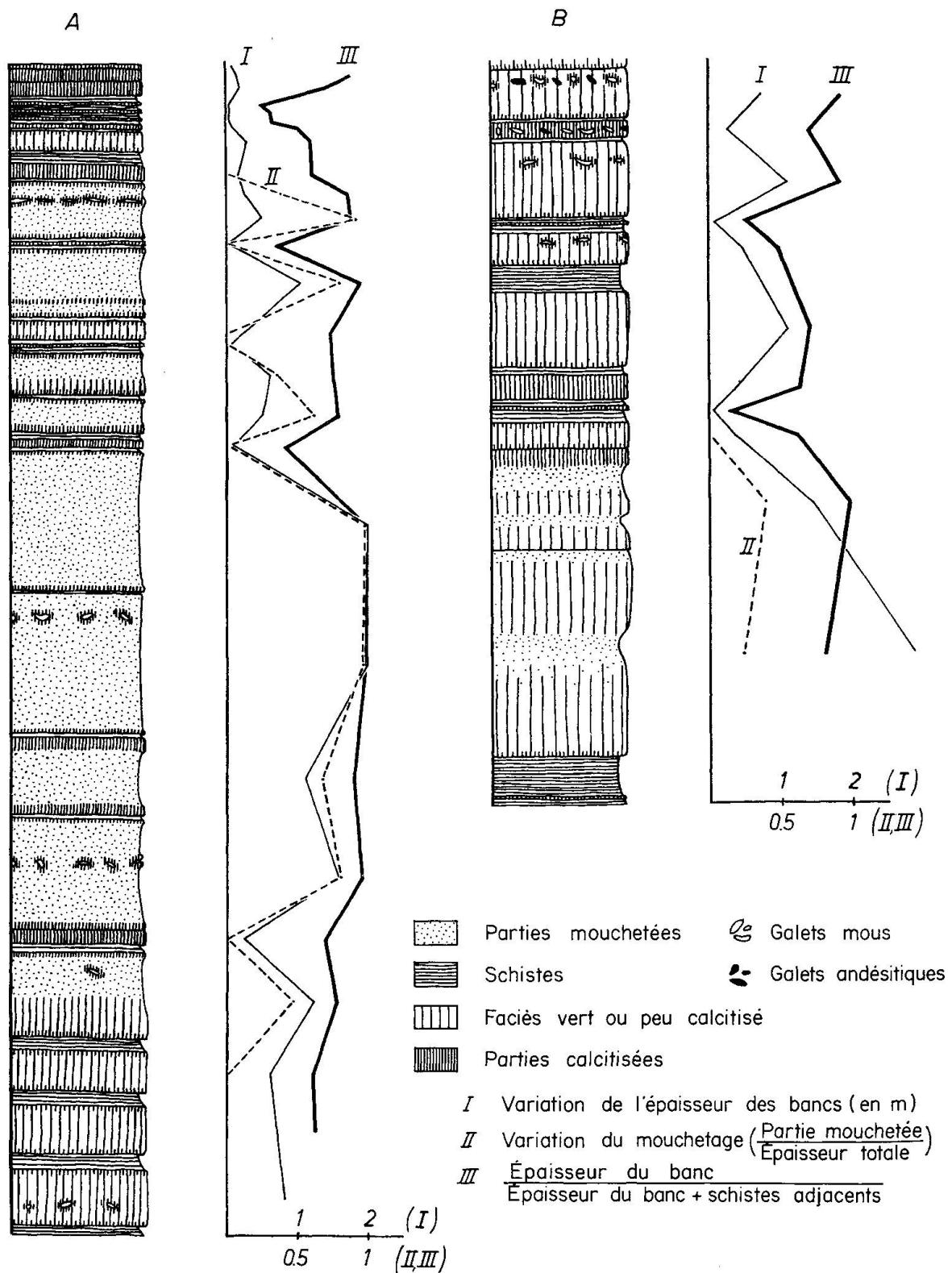


Fig. 19. Coupes de Gers (A) et des Foges (B).

#### 4. Région comprise entre le lac de Gers et la combe des Foges

Ce secteur est occupé par la base de la Série de Gers, la barre de l'Arbaron et la barre de Tête Pelouse. La Série de Gers semble appartenir entièrement au faciès à laumontite. Il n'en va pas de même pour les autres séries, dont le faciès varie. Ainsi, la barre de l'Arbaron est bien mouchetée à la hauteur du chalet des Foges, alors que plus au S, le faciès vert devient presque exclusif. Les grauwackes à laumontite n'y subsistent qu'à l'état endémique : elles ne se localisent qu'en petits niveaux lenticulaires de teinte plus claire, aisément repérables, même à distance.

La barre de Tête Pelouse est également pauvre en grauwackes mouchetées. Une coupe relevée dans cette dernière, vers l'altitude 2150 m (figure 19), montre une certaine différence avec ce que nous avons vu jusqu'alors. Les courbes obéissent bien à la loi de la moucheture, mais cette dernière semble avoir plus de peine à se développer : des bancs qui, par leurs caractéristiques devraient contenir de la laumontite appartiennent en fait au faciès vert. Cela se marque par une moins grande amplitude de la courbe de moucheture.

La cause de ce développement du faciès vert en direction du S n'apparaît pas encore clairement. Les observations que nous allons faire dans la région des Grands Vans vont permettre de résoudre cette question.

#### 5. La région des Grands Vans

La barre de l'Arbaron, lorsqu'elle apparaît pour la première fois un peu au NE du lieu-dit, se présente sous le faciès vert avec une moucheture naissante. A l'Arbaron même, la moucheture s'affirme et ressemble à celle des grauwackes proches du chalet des Zorzières (dessin en lunules). De plus, nous remarquons un phénomène particulier : par endroits la roche est très finement fissurée et la laumontite s'est développée selon ces cassures. Il ne s'agit pas d'un remplissage en veinules mais bien d'une moucheture très particulière se présentant sous l'aspect d'un treillis de lignes blanches traversant un fond verdâtre. Ce treillis peut être très serré, les fines cassures étant alors distantes de moins d'un centimètre les unes des autres. Nous avons également observé ce phénomène en d'autres points, par exemple dans le cirque de Vaconnant.

Plus à l'E, la barre de l'Arbaron augmente d'importance. Ainsi, près des chalets de Flaine supérieur, on peut l'observer dans le ruisseau de la Plaine, où la base comporte les conglomérats que nous avons déjà décrits. Ces derniers appartiennent au faciès vert, ainsi que les 15 premiers m de l'assise. Par contre, le reste de la série, épaisse de plusieurs dizaines de mètres, est bien moucheté.

Si, des chalets de Flaine supérieur, nous progressons en direction de Tête Pelouse nous remarquons que le faciès moucheté de la barre de l'Arbaron est peu à peu remplacé par le faciès vert. Ce phénomène est tout à fait comparable à celui qu'on observe dans la combe des Foges. Toujours dans la même

barre, 400 m à l'E de la cabane de Balacha, nous remarquons pour la première fois le faciès vert micromoucheté. Il s'agit d'ailleurs du seul endroit de notre territoire où ce faciès est bien représenté. En plus de la micromoucheture proprement dite, formée de très petites taches blanches se détachant sur un fond vert et qui ne sont visibles qu'à la patine, on note un développement de prehnite rappelant la moucheture en lunules décrite précédemment. Dans ce cas, on observe des lignes blanchâtres, longues de quelques centimètres et dessinant des arcs de cercles sur la roche. Ces derniers évoquent un peu les halos successifs d'une chromatographie, mais se recoupent et s'oblitèrent mutuellement.

Sur le versant de Flaine, la barre de Tête Pelouse présente également un faible développement des grauwackes à laumontite : quelques mètres seulement au total, le reste appartenant au faciès vert.

Dans la Série de Gers sus-jacente, les deux faciès sont intimement mêlés (nous ne tenons évidemment pas compte des bancs peu épais où le faciès vert se développe de toute façon). Suivant les points et sans que l'on puisse donner une image précise de leur répartition, l'un ou l'autre prédomine : leur coexistence dans le même banc est fréquente. A ce sujet on remarque que la moucheture subsiste de préférence dans la partie supérieure d'un banc. Ainsi, il est possible de rencontrer des bancs verts de plusieurs mètres d'épaisseur, avec quelques dizaines de centimètres de grauwackes à laumontite au sommet. Dans d'autres cas, c'est le faciès moucheté qui domine : le faciès vert ne forme alors qu'une mince bande au-dessus de la marge calcitisée inférieure. On remarque en plus que le passage du type vert au type moucheté est progressif, les faciès intermédiaires décrits au chapitre 2 formant les termes de transition. Tout d'abord les premières taches blanches qui apparaissent sont de petite taille et disséminées dans un fond vert abondant. Elles augmentent ensuite progressivement de taille et la moucheture devient normale.

Ces cas de bancs mixtes peuvent commodément s'observer sur les flancs NE de la Tête de Balacha. Il est donc probable qu'un banc de grauwacke à laumontite peut passer latéralement au faciès vert qui se développe progressivement de bas en haut aux dépens de la partie mouchetée. Nous avons vu cependant que ce n'est pas toujours le cas : à l'Arbaron par exemple, on voit les taches blanches de la moucheture devenir vertes et se confondre finalement avec le fond.

Les crêtes reliant la Tête de Véret, les Grands Vans et le col de la Tena sont formées uniquement par les grauwackes du type vert. Cela est dû à la proximité immédiate du plan de charriage ultrahelvétique, proximité rendue vraisemblable par la présence de plusieurs klippes de Wildflysch. Le faciès à laumontite largement développé se retrouve dans les parois dominant le lac de Gers vers l'W. Nous avons levé une coupe de ces dernières, au-dessus du lac lui-même ; cette coupe, représentée à la fig. 19, montre les variations qui nous sontvenues familières.

Il apparaît clairement ici que l'abondance du faciès vert, dans la région

comprise entre les Grands Vans et Tête Pelouse, est en relation avec la tectonisation intense du Flysch, révélée par de nombreux replis dysharmoniques. En effet, plus au N à partir du lac de Gers, les Grès de Taveyanne forment des assises régulières et peu tourmentées.

Cette tectonique dysharmonique du Flysch provient du passage des nappes, comme nous l'avons déjà signalé dans la première partie. Jusqu'à présent, l'association des grauwackes du type vert avec les masses ultrahelvétiques paraissait surtout une relation de voisinage. Ici, nous voyons l'influence du charriage se transmettre à plus grande distance et s'exercer sur une partie importante des Grès de Taveyanne. Dans cette portion du territoire étudié, la déformation mécanique est grandement facilitée par l'importance des intercalations schisteuses permettant le glissement différentiel des bancs. Ainsi s'explique la présence du faciès vert dans les barres de l'Arbaron et de Tête Pelouse, elles-mêmes non replissées, mais prises dans des séries schisteuses importantes.

#### 6. Région de la Tête à l'Ane et de la Pointe de Platé

Dans ces deux buttes-témoins, les Grès de Taveyanne peuvent constituer des bancs épais, bien que les passées schisteuses soient importantes. Vus de loin, les niveaux paraissent durs et fortement en relief: les assises molles des grauwackes à laumontite ont disparu.

La coupe que nous avons levée au S de la Tête à l'Ane (voir la première partie), montre la prédominance du faciès vert. Les marges calcitisées contiennent toujours des plagioclases zonés. La nouveauté réside dans l'apparition des grauwackes à pumpellyite-prehnite. La moucheture de ces roches est beaucoup moins apparente et n'est pas décelable de loin car les grauwackes à pumpellyite-prehnite se comportent comme le type vert en ce qui concerne les actions météoriques. Il semble qu'à la Tête à l'Ane, seuls les gros bancs principaux contiennent ces roches. Dans un échantillon moucheté, récolté dans les éboulis, nous avons décelé au microscope un peu d'épidote, minéral de néoformation très rare dans le territoire étudié.

Pétrographiquement, la Pointe de Platé ressemble beaucoup à la Tête à l'Ane: les mêmes assises s'y rencontrent avec les mêmes faciès. Remarquons que la Tête de Vuardaz, avant-poste N de la Pointe de Platé, semble exclusivement composée de grauwackes du type vert, ce qui doit être attribué à l'absence de bancs importants. Ainsi, les grauwackes à pumpellyite-prehnite sont localisées dans la partie S de la butte-témoin, où la série est complétée par les gros bancs supérieurs.

Sous le microscope, nous avons décelé une roche de type moucheté contenant encore de la laumontite, mais où la pumpellyite et la prehnite se développent déjà largement. Les Grès de Taveyanne appartenant à la klippe des terrains helvétiques coiffant la Pointe du Dérochoir appartiennent uniquement au type

vert. Cela semble normal puisqu'ils ne sont représentés que par quelques gros bancs en contact immédiat avec le Wildflysch.

Une question se pose: pourquoi le faciès moucheté à pumpellyite-prehnite est-il localisé exclusivement à la Tête à l'Ane et à la Pointe de Platé? Un fait doit être noté: cette partie S de notre territoire constitue le seul endroit où les Grès de Taveyanne ont subi une forte action tectonique due au plissement des Helvétides. En effet, nous avons vu que la région a été recouverte par une digitation supérieure de la nappe de Morcles. Il est donc possible que les grauwackes à pumpellyite-prehnite soient en relation avec le plissement des nappes helvétiques, comme le faciès vert l'est avec celui de l'ultrahelvétique.

## Chapitre V

### LES ACCIDENTS MINÉRALOGIQUES

Dans ce chapitre, nous allons étudier divers accidents quantitativement peu importants, de caractère chimique souvent aberrant. Nous traiterons successivement le développement des minéraux secondaires dans les pseudo-galets, dans les galets volcaniques et sédimentaires et dans les bois flottés. Nous examinerons ensuite les roches en relation avec les zones broyées, puis les minéraux des filonnets et des fentes.

#### 1. Les pseudo-galets

Nous avons vu que les encroûtements calcitiques entourant les galets mous sont assimilables aux marges de bancs. C'est effectivement souvent le cas, les plagioclases zonés y étant tout aussi abondants. Cependant, on remarque une structure plus complexe dans les pseudo-galets des grès mouchetés. Ainsi que l'avait noté M. VUAGNAT (1949), il existe un encroûtement externe, assimilable aux marges calcitiques et une zone blanchâtre directement en contact avec le galet schisteux du cœur. Cette zone interne est friable; il s'agit d'un développement de laumontite (M. VUAGNAT pensait déjà à une zéolite).

Dans l'affleurement d'Arâches, mentionné à plusieurs reprises, nous avons étudié quelques-unes de ces concrétions et nous les avons représentées à la fig. 20. On constate que la croûte calcitique est plus ou moins épaisse. Dans certains cas, elle peut même être presque absente, la zone interne étant hypertrophiée.

On pressent nettement que la zone blanche s'est développée après coup aux dépens de la zone calcitique. Dans cette hypothèse, pendant le développement de la laumontite de la moucheture, les plagioclases calciques de l'encroûtement se seraient aussi décomposés, mais à partir de l'inclusion schisteuse. Il n'est pas impossible en outre que le calcium de la calcite ait participé à la formation de la

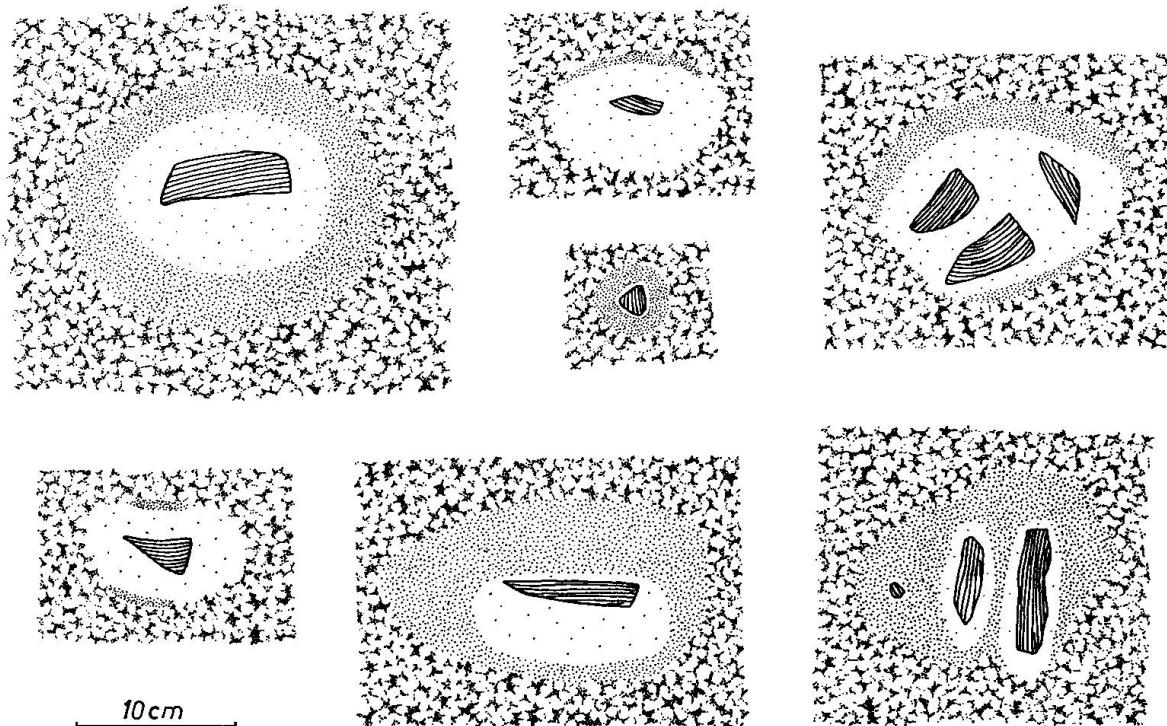


Fig. 20. *Pseudo-galets.* On distingue la partie mouchetée, la partie calcitisée (grise), la partie blanche à laumontite et les galets schisteux.

laumontite. L'absence de la moucheture dans cette zone blanche peut être due à la faible teneur en fer: la chlorite, élément du fond verdâtre des grauwackes mouchetées fait presque complètement défaut dans les marges calcitiques.

Il faut relever ici que l'absence de zone blanche dans les marges de bancs ne trouve pas d'explication. En effet, pourquoi la laumontite se développe-t-elle secondairement dans les pseudo-galets et pas dans les marges?

Les galets schisteux du cœur peuvent quelquefois être mouchetés de laumontite. Le cas se présente fréquemment lorsque le galet mou est formé de grès fins. Mais il arrive aussi que cette moucheture soit constituée d'un autre minéral: trois de ces galets schisteux récoltés à Arâches se sont révélés être en grande partie transformés en datolite. Sous le microscope, on voit que la moucheture est formée de petites sphères fibro-radiées, d'environ un millimètre de diamètre. Ces grains de datolite sont presque jointifs et ne laissent que peu de place à la laumontite. À part quelques grains très fins de quartz et de mica détritiques, la matière schisteuse a été résorbée. Dans la croûte concrétionnée, près du contact avec le galet schisteux, de la datolite s'est également développée dans le ciment où elle prend l'aspect de petites houppes.

Ces galets mous à datolite représentent une anomalie géochimique. En effet, pour des raisons encore inexpliquables, la matière schisteuse a été un centre d'attraction pour le bore.

L'épigénie de galets schisteux par du quartz et de la prehnite finement cristallisées, observée à l'endroit même où nous avons décrit les conglomérats aberrants de l'Arbaron (chap. IV, première partie), représente un autre exemple de remplacement.

## 2. Les galets

Les galets andésitiques et autres ont également été le siège d'importants remplacements minéraux. Ici encore, ce ne sont pas les galets pris dans le faciès vert qui se montrent les plus intéressants, mais ceux des banes mouchetés. Dans ce dernier cas, les galets (du type conglomérats singuliers), vert foncé tranchent sur un fond moucheté plus clair. Nous avons déjà relevé le fait au sujet de la moucheture des termes détritiques grossiers (chap. IV). En examinant attentivement ces galets on remarque que leur pourtour comporte une marge blanche laumontitisée. Plus rarement, la zéolite se développe également à l'intérieur du galet et provoque alors une moucheture rappelant un peu celle des grauwackes. En somme, on peut dire que, généralement, les galets sont de même nature que le fond chloriteux d'une moucheture normale.

Le phénomène le plus intéressant à noter dans ces débris à faciès andésitique est un développement occasionnel et parfois important d'orthose. Sous le microscope, on observe que le feldspath potassique remplace partiellement les phénocristaux d'albite qui apparaissent alors bizarrement tachetés entre nicols croisés. Les taches moins biréfringentes et déchiquetées sont constituées par l'orthose. Comme les plages du feldspath potassique recoupent les mâcles polysynthétiques du fond albitique, on peut supposer qu'il remplace bien un plagioclase préexistant. Ceci est rendu encore plus vraisemblable par la présence de phénocristaux presque entièrement transformés en orthose, mais où un ancien zonage subsiste à l'état de „fantôme“. Ici encore, il semble donc bien qu'à l'origine les seuls feldspaths de la roche étaient des plagioclases calciques. Quand on peut observer de la laumontite, on remarque que cette dernière envahit largement les deux feldspaths. Il y aurait donc la succession de remplacements suivante: albite — orthose — laumontite.

Nous avons supposé qu'une relation pouvait exister entre la nature des andésites et la présence d'orthose. Ce dernier minéral serait associé aux andésites à hornblende et biotite, *a priori* plus potassiques que les autres variétés. Ce ne semble pas être le cas. En effet, à Arâches, les 9 galets étudiés contenant de l'orthose (sur un total de 21), appartiennent à des types pétrographiques variés: 4 andésites à hornblende et biotite, 2 à hornblende seule et 3 à hornblende et augite. De toute façon, la chloritisation des minéraux ferro-magnésiens ne peut pas libérer une quantité de potassium suffisante: l'analyse figurant au tableau VIII montre une teneur en potasse trop élevée (6,2%). Il y a donc eu concentration de cet élément dans le galet.

Sur le plan uniquement descriptif, ces roches à orthose peuvent être rap-

prochées des laves de composition aberrante telles que les weilburgites, les poeneites et les orthoalbitophyres. Dans notre cas il s'agit évidemment d'un effet de métasomatose potassique postérieure à la sédimentation, dont la cause exacte nous échappe. Ce phénomène semble limité aux gros fragments andésitiques, car dans les grauwackes mouchetées nous n'avons pas remarqué de plagioclases nettement transformés en orthose.

Nous mentionnerons un dernier phénomène de métasomatose : une calcitation des galets de chert observés à Arâches, qui prennent alors un aspect de calcaire marmorisé. Sous le microscope, on observe, en outre, un développement de laumontite et de prehnite en larges plages. Parfois, seuls de rares îlots-reliques du chert primitif subsistent, indiquant qu'il ne s'agit pas d'un galet de calcaire.

### 3. Les accidents charbonneux

On observe souvent dans les bancs de grauwackes des inclusions charbonneuses très localisées. Il s'agit de bois flottés ou entraînés par les courants de turbidité, puis sédimentés au large des côtes. Dans les bancs mouchetés à laumontite, la matière organique a servi de pôle d'attraction pour ce minéral qui se développe soit sur le pourtour, soit à l'intérieur des débris charbonneux en formant des veinules assez pures. Une étude géochimique des éléments-traces contenus dans ces charbons reste à faire.

### 4. Les roches en relation avec les zones broyées

Les grauwackes se montrent profondément transformées lorsqu'elles ont subi une action de broyage intense, par exemple dans certaines brèches de faille. Ces zones d'écrasement, généralement épaisse de quelques dizaines de centimètres et de faible longueur, s'observent le plus souvent en bordure des petites cassures à faible rejet que l'on rencontre très fréquemment sur le terrain. Les roches perdent leur allure détritique pour prendre un aspect corné et une couleur unie mais variable, passant de blanc très clair à vert foncé assez intense.

Le microscope révèle moins une mylonitisation, comme on aurait pu s'y attendre, qu'une intense recristallisation. Dans les exemples où la transformation est maxima, il ne subsiste généralement de la texture primitive que le contour des grains détritiques. La moucheture est souvent complètement effacée. L'assemblage minéral le plus fréquent ne comporte que de la prehnite et du quartz. La prehnite se montre ici sous un troisième habitus, différent de ceux que prend ce minéral dans les grauwackes à pumpellyite-prehnite et dans les grauwackes micromouchetées : ceci met bien en évidence le caractère protéiforme de ce minéral. La prehnite se présente en effet en lattes enchevêtrées, évoquant très bien l'image d'une structure intersertale (fig. 21). Ces baguettes peuvent se disposer en un fin feutrage ou se développer jusqu'à former des

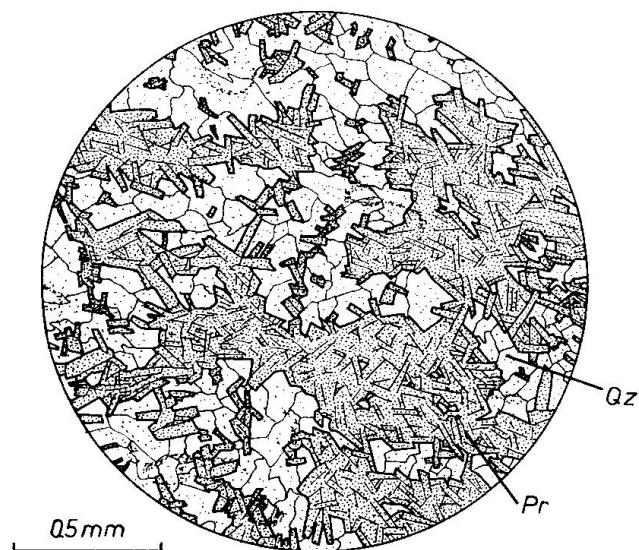


Fig. 21. *Roche à prehnite*: Prehnite (Pr) idiomorphe en lattes enchevêtrées et quartz (Qz) xénomorphe. La structure primitive est complètement effacée. Localité: Flaine supérieur, coupe No 334.

cristaux dépassant un millimètre. Le minéral qui remplit les interstices est le quartz qui constitue un fond xénomorphe, dont les grandes plages sont quelquefois zonées par de fines impuretés de couleur sombre.

La teinte verte que présentent nombre de ces roches aberrantes est due à un développement important de pumpellyite, accompagnant la prehnite. Contrairement à cette dernière, la pumpellyite ne forme jamais de grands cristaux mais un feutrage en petites houppes fibroradiées, d'aiguilles ou de granules. Cette fine structure permet une meilleure conservation des formes primitives du matériel détritique (fig. 22).

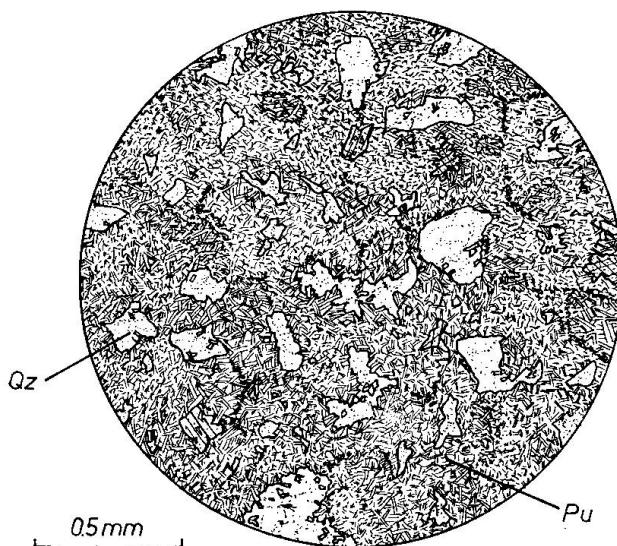


Fig. 22. *Roche à pumpellyite*: Fin feutrage d'aiguilles et de granules de pumpellyite (Pu). Plages résiduelles de quartz (Qz). La structure détritique apparaît encore vaguement. Localité: Ravin du Grand Nant, coupe No. 245.

Les roches à pumpellyite peuvent contenir un peu d'épidote, mais exclusivement dans la région NE de notre terrain, près du hameau du Perret. Ce minéral se détecte déjà facilement sur le terrain grâce à sa couleur. Toutefois, chez nous, la grande rareté de l'épidote est frappante. Dans d'autres régions il n'en va pas

de même; ainsi, dans le Champsaur, ce minéral est largement répandu dans les zones de broyage, bien que le faciès dominant de la roche encaissante soit également les grauwackes à laumontite.

Un troisième type de roche aberrante est caractérisé par une association de quartz et de laumontite, avec un peu de prehnite (fig. 23). La déshydratation de

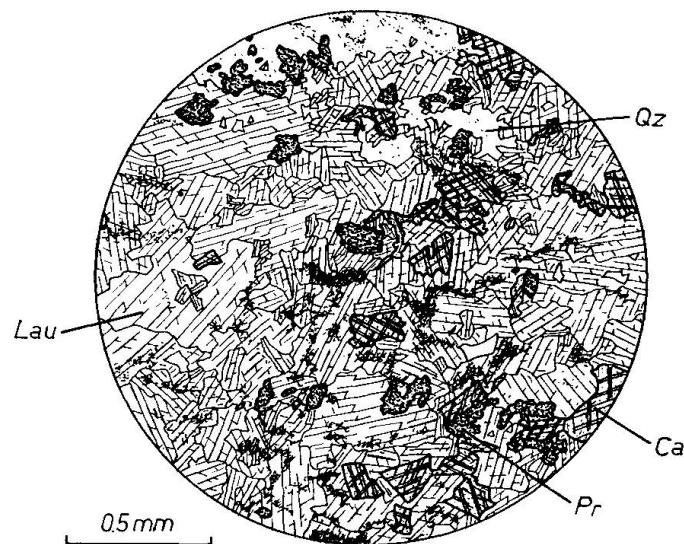


Fig. 23. Roche à laumontite: Agrégat de laumontite (Lau) avec un peu de quartz (Qz), calcite (Ca), prehnite (Pr). La structure primitive a presque complètement disparu. Localité: Les Carroz, coupe No 520.

la zéolite rend cette roche facilement reconnaissable sur le terrain où elle constitue des masses friables et blanches, difficiles à conserver.

Pour conclure, relevons l'anomalie chimique que représente, dans ces roches broyées, le départ du sodium se traduisant par l'absence d'albite et l'enrichissement en calcium qui en est le corollaire.

##### 5. Les minéraux des filonnets et des fentes

On peut distinguer deux types de remplissage de veines:

###### a) Veines à prehnite, laumontite, calcite et quartz

Ces quatre minéraux forment des filonnets, parfois puissants de 10 cm ou plus pouvant être en relation avec des failles d'importance variable. Les roches qui forment les épontes de ces filonnets et les brèches de faille qui les accompagnent constituent les roches aberrantes décrites ci-dessus. Il existe donc une relation étroite entre épontes et remplissage, en ce qui concerne les associations minérales. Les minéraux caractéristiques peuvent s'associer mais forment le plus souvent des remplissages individuels. Ceci est particulièrement vrai pour la prehnite et la laumontite, deux minéraux ayant tendance à

s'exclure mutuellement. Ainsi, un des assemblages les plus fréquemment rencontrés est un mélange de quartz et de prehnite.

La laumontite s'observe en masses assez pures. Comme ce minéral perd de l'eau à l'air, il ne s'agit plus de laumontite sensu stricto, mais de léonhardite, la variété partiellement déshydratée de cette zéolite.

D'autres minéraux participent au remplissage, mais en quantité subordonnée : on observe ainsi de la pumpellyite et un peu d'épidote (cette dernière près du Perret seulement). Ces deux espèces minérales semblent, chez nous, peu aptes à cristalliser dans une fracture, car elles ne se développent qu'en minces exsudations formant un liséré adjacent aux épontes.

On remarque une différence notable entre les caractères optiques de la pumpellyite des épontes et celle du remplissage. Cette dernière possède une couleur verte plus foncée, une biréfringence plus élevée et une plus grande dispersion que la pumpellyite en roche. Ces caractères indiquent une teneur en fer plus élevée.

Des anomalies semblables s'observent dans le cas de la prehnite. Ainsi, lorsque le minéral est en filon, cristallisant en très grandes et belles plages, la biréfringence est basse, voisine de 0,020, et l'angle des axes anormalement petit (environ +30°). Par contre, la prehnite contenue dans la roche a des propriétés optiques plus proches de celles de la prehnite commune : biréfringence supérieure à 0,030, angle des axes voisin de +65°. Si l'on se base sur la différence de biréfringence, on doit admettre que la prehnite filonnienne est plus pauvre en fer. La faible valeur de l'angle des axes optiques est difficile à expliquer. Notons toutefois à ce sujet que nous n'avons pas remarqué de différences entre les nombreux diagrammes de diffraction que nous avons effectués sur ces diverses prehnites.

Il faut bien préciser, à propos de la genèse de ces filons, qu'il ne s'agit pas d'actions hydrothermales d'origine profonde. En effet, le plus souvent, ces veines sont circonscrites à de petites failles n'affectant qu'un seul banc. Il s'agit donc plutôt d'une sécrétion latérale, car les éléments chimiques qu'on y trouve n'indiquent pas un apport lointain. En un seul point (vers les Moulins), nous avons trouvé une minuscule mouche de galène. On ne peut évidemment pas parler de minéralisation, ni invoquer une venue profonde en se basant sur un fait qui n'a pas de signification quantitative.

### *b) Veines à chabasite, stilbite et heulandite*

Ce type de remplissage diffère du précédent par la très faible épaisseur des veines : quelques millimètres tout au plus. Le centre des fissures est généralement ouvert, si bien que les zéolites peuvent former des tapis de petits cristaux bien constitués. Les cassures s'apparentent presque toujours à de petites dia-

clases; il s'agit rarement de failles. En plus des trois zéolites en question, on rencontre de la calcite.

La heulandite remplit souvent de très fines fissures et lorsque l'on casse la roche, elle apparaît sous la forme d'un mince placage d'allure micacée. L'habitus en „cercueil“, caractéristique de la heulandite, peut quelquefois s'observer.

La chabasite se rencontre généralement cristallisée avec les faces du pseudo-rhomboèdre. En un point, nous avons néanmoins observé la macle par inter-pénétration donnant lieu à l'habitus dit phacolite.

La répartition de ces fissures à zéolites est très capricieuse: certains endroits en sont très riches, alors que d'autres en sont totalement dépourvus. Nous n'avons pas fait de recherches systématiques dans ce domaine, néanmoins nous pouvons mentionner ici les différents gisements découverts:

1. Au-dessus des chalets des Molliets, au bord de la nouvelle route: chabasite et heulandite.
2. Dans la combe Enverse: heulandite et stilbite.
3. Au-dessus des chalets de Flaine supérieur: heulandite et chabasite (phacolite).
4. Au-dessus de la cabane de Balacha: heulandite.
5. Dans les parois dominant le lac de Gers à W: chabasite et stilbite.
6. Au-dessus du chalet des Foges: heulandite.

## Chapitre VI

### LES RÉACTIONS MÉTAMORPHIQUES ET LEUR SUCCESSION DANS LE TEMPS

Nous avons décrit plusieurs associations minérales définissant des types pétrographiques, leurs modes de gisement et leur répartition sur le terrain. Maintenant, il nous faut interpréter ces faits et rechercher le mécanisme des transformations minérales.

#### **1. La dévitrification**

Cette phase de transformation est probablement la plus ancienne et la plus difficile à mettre en évidence. En effet, il ne subsiste plus de verre, car, dans une lave refroidie, cette substance est le plus instable de tous les constituants. Les plages presque ou complètement isotropes que l'on peut parfois observer dans les fragments andésitiques, particulièrement en inclusions dans des plagioclases, doivent, à notre avis, correspondre à une chlorite (leur teinte en témoigne).

Les seuls minéraux apparemment dérivés directement ou indirectement d'un ancien verre sont la chlorite et le sphène, car nous avons vu que ces derniers

occupent toujours l'emplacement présumé de celui-ci dans les fragments volcaniques.

La correspondance entre le verre primitif et la chlorite est surtout claire dans le cas des galets où les microlites et les phénocristaux sont frais car, alors, on peut être sûr que la chlorite et le sphène ne proviennent pas de l'altération de ces minéraux. On peut donner ici comme exemple les galets andésitiques de l'Arbaron, qui sont pris dans un banc très calcisé et n'ont par conséquent subi qu'un minimum de transformations minérales. Les phénocristaux de labrador et de hornblende sont intacts. Par contre, la pâte, de type vitrophyrique, est constituée uniquement d'une masse chloriteuse dans laquelle sont dispersés de petits granules de sphène.

Dans ce problème de la dévitrification, un fait semble en tous cas certain : la chlorite résulte d'une transformation secondaire. Nous avons déjà, relevé à ce sujet, la composition chimique considérablement aberrante qui résulterait d'un „verre“ à composition ferro-magnésienne.

Un autre fait s'oppose à une chlorite d'origine magmatique ou formée pendant l'épanchement : l'existence autour des cristaux de hornblende verte ou brune, d'auréoles réactionnelles témoignant d'une déshydratation de l'amphibole (voir fig. 10). D'après les auteurs, ces auréoles se forment dans des conditions magmatiques proches de la surface ou pendant l'épanchement ; ces conditions correspondent à une chute brutale de la pression de vapeur d'eau, ce qui favorise grandement la déshydratation de la hornblende (nous n'envisageons pas le cas des coulées sous-marines). Ainsi, des observations de terrain ont montré que la lave d'un dyke peut contenir des hornblendes fraîches, tandis que la même roche en coulée montre des amphiboles avec auréoles réactionnelles (J. KLERKX, 1964). On peut difficilement admettre la formation de chlorite dans un milieu aussi anhydre.

La chloritisation du verre s'est donc produite après l'épanchement : mais est-elle antérieure ou postérieure au dépôt des Grès de Taveyanne ? Sur ce point il est difficile de se prononcer avec certitude. Un fait assez fragile milite néanmoins en faveur d'une dévitrification postérieure à la sédimentation ; de tous les minéraux de néoformation, le sphène semble le plus précoce. Associé à la chlorite, il constitue le ciment des grauwackes et se dispose entre les éléments sous forme de granules très fins. Or, on constate que, lorsque la roche a été largement envahie par de la laumontite ou de la calcite, les granules de sphène subsistent toujours et soulignent ainsi la place des éléments détritiques épigénisés (fig. 12). Donc, il semble que l'on ait ici la preuve qu'il existait un ciment contenant du sphène. Cet hypothétique ciment est peut-être le témoin d'une dévitrification *in situ* postérieure à la sédimentation, puisque nous avons vu plus haut que le sphène en résultait.

De toute façon, que la dévitrification soit antérieure ou postérieure au dépôt, il apparaît peu probable que les minéraux provenant de cette transformation

soient représentés uniquement par l'association chlorite-sphène, puisque nous avons vu que le verre primitif ne devait probablement pas avoir une composition chimique aberrante. Quels étaient donc les minéraux calciques et sodiques qui se sont alors formés ? Certains auteurs ont démontré que la dévitrification des éléments détritiques d'origine volcanique est le premier stade de transformation, celui qui exige des conditions de pression et température minimum (D.-S. COOMBS, A.-J. ELLIS, W.-S. FYFE et A.-M. TAYLOR, 1958). Les minéraux de néoformation les plus typiques sont l'analcime (Na) et la heulandite (Ca). Il faut ajouter que les zéolites ne se forment que dans des conditions de pH élevé, caractéristiques d'un milieu confiné et enfoui (B. STRINGHAM, 1952). En surface, l'altération par lessivage ne produit pas de zéolites, mais surtout des minéraux argileux ; le calcium peut subsister sous forme de calcite, tandis que le sodium est totalement éliminé. Ici encore, on peut évoquer la composition chimique des grauwackes mouchetées. Ces dernières ne présentent pas d'anomalies, ce qui s'oppose à une dévitrification par lessivage superficiel.

Les Grès de Taveyanne auraient ainsi pu passer par un stade hypothétique et précoce où les plagioclases et les minéraux ferro-magnésiens n'auraient pas été touchés, mais où, à la place du verre et dans le ciment, il y aurait eu de la heulandite (ou de la clinoptilolite), de l'analcime, de la chlorite (?) et du sphène.

Cette hypothèse se heurte à certaines difficultés : il ne reste pas trace de ces zéolites, même à l'état de fantôme. Ainsi, il nous faudrait admettre, par exemple, que par la suite l'analcime ne se serait pas albitisée *in situ* à l'emplacement de l'ancien verre et dans le ciment, mais que son sodium se serait entièrement déplacé vers les phénocristaux de plagioclase.

## 2. La calcitisation des marges

Ce phénomène est probablement postérieur à la dévitrification, puisque la calcitisation s'est développée, nous l'avons vu, après la formation du ciment à sphène. Il est, en revanche, sûrement antérieur au développement des trois faciès de grauwackes, lesquels ont pour trait commun l'albitisation des plagioclases : en effet, nous savons que, dans ces marges, les plagioclases zonés ont été protégés de l'altération. Cette absence de transformation doit être due au manque d'eau. Cette dernière est indispensable aux réactions, or la calcitisation a eu pour conséquence une obstruction complète des vides interstitiels. Il était donc indispensable que ces plagioclases soient protégés par la calcite avant que l'albitisation débute dans le corps du banc.

Ceci bien établi, deux questions se posent : comment et quand s'est produite la calcitisation ? On peut envisager deux hypothèses : sécrétion latérale à partir des schistes ou migration à l'intérieur du banc, progressant du centre vers les marges.

La première hypothèse doit être écartée car, dans bien des cas, les schistes n'auraient pu fournir la quantité de calcium nécessaire. Ainsi, on trouve des marges épaisses, même en bordure de passées schisteuses très minces et, de plus, les galets mous de petite taille peuvent présenter de volumineux encroûtements périphériques (fig. 20).

La seconde hypothèse est plus plausible. Elle suppose un lessivage de la chaux et son dépôt en bordure des bancs. Il faut rappeler ici que la solubilité du carbonate de calcium augmente avec un accroissement de l'acidité. C'est probablement dans un milieu soumis à un gradient de pH qu'il faut rechercher le principe de la migration périphérique : si l'acidité augmente plus rapidement dans le corps du banc que dans les marges, il est normal que la calcite se déplace vers celles-ci. En termes moins théoriques, ces conditions sont réalisables dans le cas pratique suivant : lorsqu'une région s'exonde, les eaux douces commencent à envahir les roches sédimentaires jusqu'à une certaine profondeur. Dans le cas d'un flysch, les bancs grossièrement détritiques, plus perméables, seront les premiers à être dessalés. L'eau douce étant plus acide que l'eau de mer ou une eau longtemps confinée, il est donc normal qu'elle dissolve la calcite. Cette dernière se redépose au contact des roches argileuses qui présentent encore un pH élevé.

En ce qui concerne les Grès de Taveyanne, nous avons vu que des galets appartenant à cette formation s'observent dans les Grès du Val d'Illiez. On peut donc supposer que des Grès de Taveyanne ont été exondés peu après leur dépôt et avant l'arrivée des nappes. Sur notre terrain, ceci indiquerait que dans le Flysch de la nappe de Morcles, il n'y a jamais eu de formation très épaisse en dessus des Grès de Taveyanne et que le charriage des masses préalpines s'est effectué sur une surface épiglyptique. Dans ce cas, l'effet de rabot dû au passage des nappes ne serait pas très important. En bref, si l'on admet cette émersion précoce, les conditions d'un lessivage par les eaux météoriques sont réalisées.

Cependant, ces considérations restent entachées d'incertitude car on ne peut pas affirmer catégoriquement que le remaniement des Grès de Taveyanne soit la preuve sûre d'une émersion. En effet, l'érosion sous-marine de ceux-ci lors du dépôt des Grès du Val d'Illiez n'est pas totalement exclue. Ce processus serait alors semblable à celui que nous avons évoqué pour expliquer la genèse des conglomérats singuliers (chap. IV, première partie).

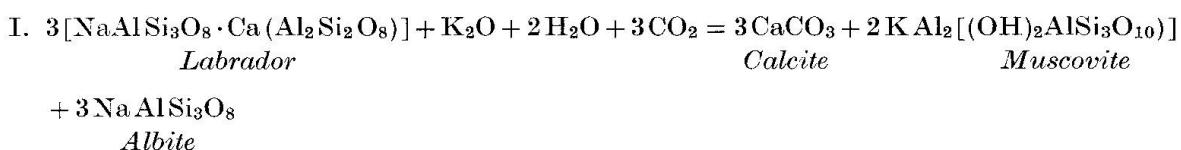
Avant de clore ce paragraphe, précisons que la calcitisation des marges n'est pas nécessairement liée à la nature volcanique des éléments : le phénomène peut également s'observer dans les grès ne contenant que des éléments cristallins et sédimentaires. Ainsi, les grès ultrahelvétiques de Samoëns, 100 m au N du „E“ de Bois du St-Esprit, présentent aussi des marges calcitiques. Le même phénomène s'observe dans les grès d'Annot du Champsaur, où l'on observe également des pseudo-galets (communication orale de M. le professeur M. Vuagnat).

### **3. Développement du faciès vert**

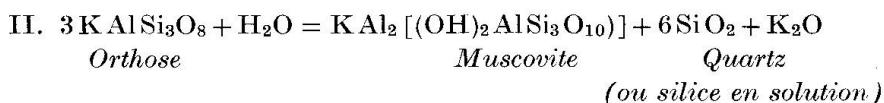
Nous avons vu que ce faciès s'est développé après la formation des marges calcitiques. On peut en outre affirmer qu'il s'est formé avant ou pendant le développement du faciès à laumontite. En effet, l'examen microscopique ne révèle aucune trace d'une ancienne moucheture plaidant en faveur d'un premier stade à laumontite. L'existence d'un hypothétique état moucheté antérieur est rendue très improbable pour la raison suivante: dans les taches blanches des grauwackes mouchetées, la laumontite remplace en bonne partie les plagioclases.

Si le faciès moucheté avait précédé le faciès vert, il faudrait donc admettre, lorsque ce dernier s'est établi, que les fantômes laumontitisés des feldspaths, en phénocristaux ou en microlites, dans les fragments volcaniques, auraient été régénérés sur place, en albite piquetée de séricite. Cette régénération semble difficile à admettre, aussi pensons-nous que les grauwackes du faciès vert résultent de la transformation directe du labrador.

On peut envisager plusieurs réactions. Par exemple, pour les types verts contenant de la calcite, on aurait :



La potasse pourrait provenir d'une décomposition de l'orthose faisant partie du matériel détritique non volcanique, selon la réaction suivante :



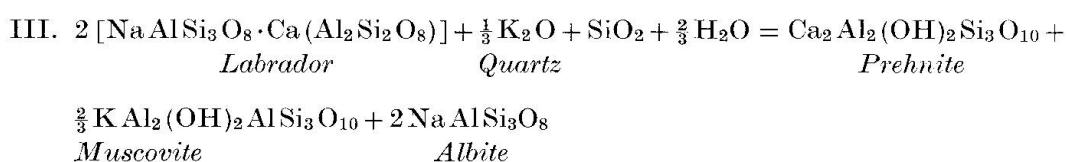
Il semble évident, en examinant ces équations, que la réaction proposée ne peut affecter qu'une partie limitée du plagioclase calcique si un apport externe n'est pas envisagé. En effet, le gaz carbonique n'est pas disponible en quantité suffisante dans les pores de la roche et toute la potasse ne peut pas être fournie sur place. (La réaction exige une molécule d'orthose pour une de labrador!) Le potassium pourrait aussi provenir en partie des solutions interstitielles, bien qu'il paraisse évident que cet apport est également insuffisant.

Remarquons que dans ces réactions nous avons admis que l'alumine excédentaire doit nécessairement être fixée sous forme de mica blanc. En effet, les études ont montré que les phyllosilicates très riches en alumine (minéraux des argiles) ne sont pas stables à partir d'une certaine profondeur, aussi la kaolinite „draine“-t-elle tout le potassium disponible pour se transformer en illite (G. MILLOT, 1964). De plus, il est bien peu probable que l'on ait des minéraux

tels que la paragonite ou la margarite, qui ne sont stables qu'à une certaine température, dans un milieu en même temps très riche en sodium ou en calcium et pauvre en potassium (J.-T. IYAMA, 1964).

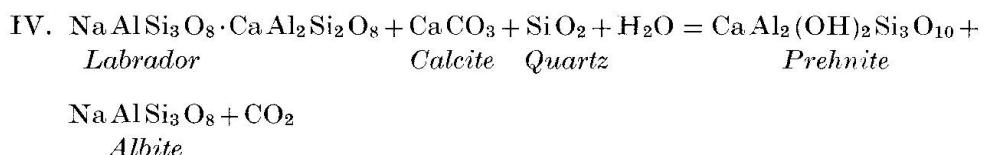
Il existe encore une deuxième possibilité pour disposer de l'excès d'alumine. La chloritisation de la hornblende et de l'augite exige en effet un apport de cet oxyde. Toutefois, ce processus n'emploierait qu'une quantité limitée d'alumine, vu la teneur modérée des grauwackes en minéraux ferro-magnésiens.

Pour les types verts contenant de la prehnite (types micromouchetés), nous pouvons envisager la réaction suivante :



Cette transformation est plus facile à admettre que la précédente car elle exige deux fois moins de  $\text{K}_2\text{O}$ .

La réaction proposée peut avoir lieu parallèlement avec une autre, utilisant le peu de calcite disponible pour fixer l'alumine excédentaire :



La formation de prehnite implique une participation du quartz à la réaction. Cette participation, si elle existe, doit être particulièrement discrète, car sous le microscope on n'observe pas de dissolution du quartz à grande échelle. Il s'agit probablement d'une attaque des éléments fins ou de la périphérie des grains grossiers.

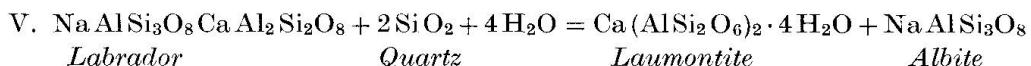
En conclusion, il semble qu'étant donné le comportement différent des divers éléments, le système n'étant guère couvert que pour Ca et Na, il faut faire appel à plusieurs réactions simultanées.

Nous avons vu qu'une partie du faciès vert est manifestement en relation avec le passage des nappes préalpines, mais que le type vert se trouve également en bancs minces, même en des endroits où les Grès de Taveyanne n'ont pas subi une forte action tectonique. Y-a-t-il deux origines différentes pour le faciès vert ? Dans le second cas, la relation avec les nappes préalpines pourrait quand même exister, mais sous une forme occulte : les bancs minces sont généralement associés à des passées schisteuses bien développées, lesquelles auraient permis la „transmission“ des mouvements tectoniques, car on sait que les schistes font office de lubrifiant. Il semble donc bien que toutes les grauwackes du type vert sont dues à une seule et même cause : le charriage des nappes préalpines. Selon

les auteurs (notamment J. DEBELMAS, 1963), les nappes sont arrivées au Chatien (Aquitainien de DEBELMAS) sur l'emplacement des chaînes subalpines.

#### 4. Développement du faciès à laumontite

Dans les zones où l'action tectonique des Préalpes ne s'est pas fait sentir, les plagioclases sont tout d'abord restés intacts. Dans un stade ultérieur, ils se décomposent à leur tour selon la réaction suivante :



Cette réaction est relativement simple et ne libère pas d'excédent d'alumine : c'est pour cette raison que les grains d'albite sont ici limpides et dépourvus d'inclusions sériciteuses. Cependant, les catégories hybrides établissant la transition avec le type vert en présentent. Il s'est produit dans ce cas une première transformation qui aurait dû aboutir au type vert, mais qui a été arrêtée et suivie d'un développement de laumontite produite aux dépens des restes de labrador. A ce propos, disons qu'il est bien probable que les grauwackes mouchetées ne peuvent pas dériver du type vert : il faudrait admettre un réajustement chimique avec retour de calcium et départ de sodium. De plus, une régénération des minéraux ferro-magnésiens partiellement ou totalement chloritisés est impossible.

Quel est le mode de formation de la moucheture. Pourquoi la laumontite et l'albite occupent-elles, à l'échelle du millimètre, des places différentes dans la roche ?

Plusieurs faits sont en relation avec cette distribution particulière. Dans le cas des „conglomérats mouchetés“, la laumontite occupe le ciment, tandis que l'albite se cantonne au cœur des éléments détritiques. Cela revient à dire que la zéolite se développe dans les zones les plus poreuses. Nous avons également évoqué au chapitre IV une „moucheture“ singulière, où la partie blanche se localise le long d'un réseau de fissures. Là encore il s'agit de la partie présentant le plus de vide.

Que la laumontite se développe là où l'eau et l'espace libre sont disponibles ne doit pas nous étonner. En effet, il faut 4 molécules d'eau pour en transformer une d'anorthite en laumontite. De plus, si l'on considère les minéraux dont dérive la laumontite (anorthite et quartz), l'augmentation du volume de la partie cristallisée est presque de 50 %. En revanche, l'albitisation s'effectue sans changements de volume.

Dans les grauwackes à granulométrie normale, la moucheture habituelle se développe sans que l'on sache vraiment pourquoi. Il semble dans ce cas que la roche soit uniformément poreuse et que la zéolite se développe autour d'un germe implanté au hasard. Ce point sert alors de centre d'attraction pour le

calcium, tandis que le sodium et le fer migrent vers la zone chloriteuse. Cette dernière se rétrécit peu à peu, au fur et à mesure que la moucheture se développe (ceci est démontré par les grauwackes hybrides à moucheture naissante que nous avons décrites). Remarquons que si à une grande échelle il n'y a pas d'hétérogénéité, il n'en va pas de même à plus petite dimension: un pore un peu plus grand que les autres constitue peut-être l'amorce de cette germination?

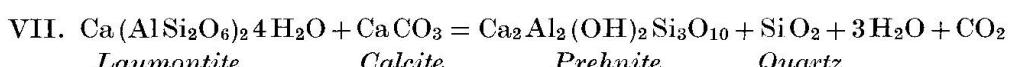
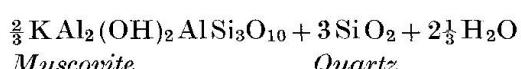
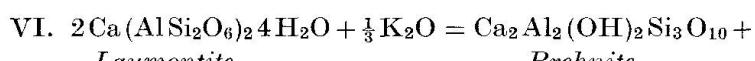
Sur le plan chronologique, le développement de la laumontite a dû se produire pendant le passage des nappes mais, comme nous allons le voir au prochain paragraphe, avant le plissement principal des Helvétides.

### 5. Développement du faciès à pumpellyite-prehnite

Ce faciès résulte de la transformation des grauwackes à laumontite. Plusieurs faits rendent la chose évidente. Ainsi, au chapitre V, nous avons vu que les grauwackes à laumontite sont parfois affectées par de petites failles aux épontes transformées en roches à pumpellyite et prehnite. Or, on observe qu'aux endroits où la moucheture subsiste, elle est coupée par la faille, ce qui prouve que les taches riches en laumontite sont antérieures au développement de la pumpellyite et de la prehnite.

De plus, nous savons qu'un développement direct de prehnite, à partir du labrador produit une micromoucheture et non pas la moucheture habituelle. Dans ces deux types de roches, la prehnite se présente sous deux habitus très différents: les agrégats de petites houppes caractérisent le faciès vert, tandis que les grandes plages diablastiques sont typiques des grauwackes à pumpellyite-prehnite. Cette dernière structure doit être due à un remplacement sur place de la laumontite par la prehnite.

La prehnite peut être le produit de deux réactions:



Les produits finaux, à l'exception du quartz, sont identiques à ceux de l'équation III. Au sujet du bilan des éléments et des échanges, on peut faire les mêmes réserves que pour les transformations du faciès vert. Dans les grauwackes typiques à pumpellyite-prehnite, la séricite ne forme pas d'inclusions dans le plagioclase, mais semble être dispersée surtout dans le ciment. Cela n'est pas très net sur notre terrain. Toutefois, dans les Grès de Taveyanne de Suisse, aux endroits où ce faciès n'est pas „métissé“ on rencontre de l'albite limpide.

A la Tête à l'Ane et à la Pointe de Platé, les marges calcitiques contiennent

encore des plagioclases basiques. Cependant, il semble que là où le faciès à pumpellyite-prehnite se développe pleinement (en Suisse), les transformations aient été plus énergiques, car on n'y signale plus de plagioclase zoné (M. VUAGNAT, 1952). Ce dernier, si on le découvre, un jour, ne peut être qu'occasionnel.

Ici encore, il faut relever le caractère discret de la participation du quartz. Normalement, dans les grauwackes à prehnite, on devrait observer des néo-formations de ce minéral. Il faut remarquer toutefois que la quantité serait faible : dans l'équation VII, le rapport des volumes quartz/prehnite est voisin de 1/6. Il est donc possible que la silice soit bien présente dans le ciment mais qu'on ne puisse pas la reconnaître clairement.

Nous n'avons pas indiqué les réactions produisant la pumpellyite. On peut dire qu'elles sont très voisines, mais un peu plus complexes que celles qui conduisent à la prehnite : les quantités modérées de fer et de magnésium contenues dans le premier de ces minéraux doivent être fournies par la chlorite.

Nous avons vu que le faciès à pumpellyite-prehnite était, chez nous, en relation, apparente tout au moins, avec le plissement des Helvétides. Cela est encore plus évident si l'on se base sur l'ensemble des Grès de Taveyanne (J. MARTINI et M. VUAGNAT, 1965). Cependant, comme nous le verrons plus loin, au chapitre VII, cette relation n'est pas aussi claire que celle existant entre la tectonique de l'ultrahelvétique et le faciès vert. Il est possible que les roches tectonisées à pumpellyite-prehnite (chap. V) soient en relation avec la tectonique helvétique, puisqu'on peut prouver dans plusieurs cas que leur développement est tardif.

En bref, si l'on admet une formation de pumpellyite-prehnite contemporaine du plissement de la nappe de Morcles, un âge ponto-pliocène est probable (J. DEBELMAS, 1963).

#### **6. Développement des veines à heulandite, chabasite, stilbite**

Ces fissures à zéolites se rencontrent dans les divers types de grauwackes sauf, semble-t-il, dans ceux à pumpellyite-prehnite : nous les avons recherchées en vain à la Tête à l'Ane et à la Pointe de Platé. D'après leur mode de gisement, il est difficile de leur assigner une place précise dans la suite chronologique des événements ; elles semblent seulement postérieures à la formation des grauwackes à laumontite. Par contre, les zéolites elles-mêmes indiquent clairement une formation tardive, postérieure aux autres phénomènes décrits. En effet, il s'agit de minéraux de basse température, ne pouvant se former que dans des conditions de profondeur moindre que celles correspondant aux trois faciès de grauwackes. Ces zéolites sont caractéristiques de la zone à heulandite-analcime des auteurs.

Ces fissures tardives se sont sans doute formées lors du soulèvement final, d'âge pliocène, alors que l'érosion avait déjà profondément entamé la couverture primitive. Une étude microtectonique permettrait peut-être de mieux établir la succession des deux types de remplissage filoniens décrits au chapitre V. On connaîtrait peut-être ainsi les caractères de cette tectonique finale, qu'il serait éventuellement possible de dater en appliquant aux zéolites la méthode K/Ar.

## Chapitre VII

### CONDITIONS PHYSIQUES DE TRANSFORMATION ET COMPARAISON AVEC D'AUTRES RÉGIONS

Il n'est pas inutile de rappeler, en guise d'introduction, que les réajustements minéraux, en fonction de la pression et de la température, constituent l'essence même de l'étude du métamorphisme. C'est, en partie, par comparaison avec d'autres régions que nous pourrons avoir une idée sur le milieu de formation.

#### **1. Grauwackes du type vert**

Jusqu'à la mise en place des nappes, les Grès de Taveyanne n'avaient pas été profondément enfouis. La pression et la température étaient restées basses. La seule transformation minérale, hypothétique d'ailleurs, fut la dévitrification : ce phénomène est caractéristique de la zone la plus élevée (heulandite-analcime) et se produit dans un intervalle de température compris entre les conditions de la surface et 200° C environ (D.-S. COOMBS et al., 1958). A cause du recouvrement par les nappes, les Grès de Taveyanne s'enfoncent de plusieurs kilomètres dans l'écorce terrestre. On peut supposer que le gradient géothermique est resté tout d'abord bas, du fait de l'arrivée rapide des masses préalpines ; cette hypothèse sera mieux étayée par la suite. Dans ces conditions de pression élevée et de température relativement basse (vraisemblablement inférieure à 200° C), 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.

Ce supplément d'énergie se ramène surtout à un surcroît de pression, qui s'additionne à la charge, car l'élévation de température due au mouvement de cisaillement est négligeable (G. GOGUEL, 1948). Quantitativement, il est difficile d'évaluer cette pression additionnelle. Nous savons seulement que le seuil de déformation des minéraux n'a pas été dépassé puisque les grauwackes schis-

teuses sont exceptionnelles. Seuls les minéraux phylliteux, les intercalations schisteuses et la matrice chloriteuse („verre“) ont tendance à fluer.

Nous pouvons comparer le faciès vert *sensu stricto* au faciès à chlorite décrit par Y. SEKI (1961) au Japon. Selon cet auteur, ce faciès correspond au terme le moins transformé texturalement et le plus élevé d'une série métamorphique formée dans des conditions de pression élevée comparativement à la température. Cette série comporte, de haut en bas, le faciès à chlorite, le faciès à pumpellyite-chlorite, le faciès à glaucophane. On note l'absence du faciès à zéolites. Le faciès à chlorite est caractérisé par la présence de quartz, albite, chlorite, stilpnomélane, séricite, calcite, hématite, sphène. Il faut signaler que le calcium est combiné surtout sous forme de calcite : son absence sous forme silicatee est frappante. Le seul minéral important non représenté dans notre faciès vert est le stilpnomélane.

Il est donc normal de penser à des conditions de pression relativement élevées pour la formation des grauwackes du type vert sensu stricto. Il semble d'ailleurs que dans diverses régions la pression a été élevée par rapport à la température lors des premières phases du métamorphisme. La notion de pluri-métamorphisme (W.-P. DE ROEVER et H.-J. NIJHUIS, 1963) est en relation avec ce phénomène.

L'explication de la composition chimique curieuse du type vert réside peut-être dans ces conditions physiques particulières. En effet, si nous postulons qu'aucun silicate calcique ne peut se former dans ce milieu, le seul minéral pouvant fixer la chaux est la calcite. Mais nous avons vu que tout le gaz carbonique nécessaire à la fabrication de ce carbonate n'est probablement pas disponible sur place. S'il n'y a pas apport de CO<sub>2</sub>, le calcium stagne alors en solution et diffuse peu à peu.

Cette hypothèse, dont le caractère précaire ne nous échappe pas, paraît plausible si l'on se souvient que les zéolites sont instables lorsque la pression effective est très supérieure à la pression de vapeur d'eau. Des études, portant sur l'analcime seulement, ont montré que la température de la réaction quartz + analcime = albite + eau est abaissée dans de telles conditions (J. FRIEDMANN, 1951 ; H. GREENWOOD, 1960 ; D.-S. COOMBS, 1961 ; J.-F.-G. WILKINSON et J. WHETTEN, 1964). Cet abaissement de la température d'équilibre peut aussi se produire dans des conditions P = P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> si la pression est supérieure à 2000 bars environ (A.-S. CAMPBELL and W.-S. FYFE, 1965). Nous postulerons encore que les autres minéraux, tels que la pumpellyite et la prehnite ne se forment pas à cause de la température trop basse.

Ultérieurement, lorsque la température s'élève et que son gradient tend à retrouver une valeur normale, le calcium peut se fixer plus facilement. La prehnite des grauwackes micromouchetées se forme alors. Les conditions de pression n'auraient pas changé : le faciès vert à prehnite s'élaborerait ainsi lors d'une période contemporaine de la fin du charriage préalpin.

Revenons au problème du caractère chimique aberrant des grauwackes du type vert *sensu stricto*. Il n'y a pas eu seulement départ de calcium mais arrivée équivalente de sodium : c'est donc une réaction d'échange. Nous ne pouvons que formuler des hypothèses sur l'origine de la soude. On peut imaginer que le calcium est allé se loger là où du gaz carbonique était disponible et il y aurait eu dans des zones privilégiées, expulsion de sodium par calcitisation des plagioclases. On rencontre, mais rarement, des roches qui suggèrent un tel processus : grauwackes du type vert très riches en calcite, avec albite partiellement remplacée par ce minéral (chapitre IV).

L'eau de mer emprisonnée lors de la sédimentation peut avoir fourni le sodium. Il est probable que cet apport soit indirect, puisque nous avons émis l'hypothèse d'un lessivage des grauwackes avant le développement du type vert (chapitre VI). Le sodium absorbé dans les minéraux argileux n'aurait pu subsister que dans les schistes. Il y aurait eu ensuite échange de cations : on sait que le calcium a la priorité sur le sodium dans une réaction de ce genre (R.-E. GRIMM, 1953). Il est fort probable qu'à l'origine la quantité de sodium absorbée était plus importante. En effet, actuellement les minéraux argileux des schistes semblent constitués surtout de chlorite et d'illite (J. MARTINI et M. VUAGNAT, 1964). On peut supposer que, primitivement, des minéraux tels que la montmorillonite étaient présents, lesquels possèdent un pouvoir d'absorption plus élevé. Lors de l'enfouissement il y eut diminution du volume de l'eau interstitielle (compaction) et, simultanément, transformation de la montmorillonite en illite et en chlorite. La libération de l'excès d'ions absorbés entraîne la formation d'eau congénère sursalée (du type des eaux associées aux gisements pétroliers). Le sodium peut donc provenir des ions résiduels encore absorbés et de ces eaux interstitielles.

Ainsi, l'association du faciès vert avec les séquences schisteuses n'aurait pas seulement favorisé une transmission des pressions tectoniques, mais facilité également les échanges ioniques. Nous pouvons encore avancer une dernière hypothèse, difficile à contrôler, suivant laquelle le sodium, d'origine supergène, proviendrait du Trias salifère ultrahelvétique.

## 2. Grauwackes à laumontite

Ce type de roche est mieux connu que le précédent, car il a été décrit dans un plus grand nombre de localités (Nouvelle Zélande, Australie, Nouvelle-Guinée, USA, Alaska, Japon, Sibérie, Caucase, Porto-Rico, Fidji, etc.). Il s'agit de la zone moyenne des faciès de bas métamorphisme. Ce dernier comprend, à Taringatura (Nouvelle Zélande), les séquences principales suivantes, comprises entre la surface de l'écorce terrestre et le sommet du faciès schiste vert : 1) zone à heulandite-analcime; 2) zone à laumontite; 3) zone à pumpellyite-prehnite. Selon les auteurs consultés, le passage de la zone à heulandite-analcime à celle à

laumontite est marqué par trois réactions : 1) transformation de la heulandite en laumontite ; 2) transformation de l'analcime en albite ; 3) transformation du plagioclase calcique en laumontite et albite.

Si l'on se base sur des résultats expérimentaux, l'analcime se décompose en albite à une température un peu inférieure à 300° C (W.-S. FYFE, F.-J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1958). Cette température ne varierait guère avec une augmentation de la pression (H.-G.-F. WINKLER, 1964). Dans un précédent travail (J. MARTINI et M. VUAGNAT, 1965), nous avions admis cette température de 300° C comme la température minimum nécessaire au développement du faciès à laumontite.

La réalité est plus complexe. Il semble que 300° C représente une température où la réaction est très rapide mais qu'en fait elle débute déjà très en dessous (I. FRIEDMANN, 1951). A ces températures basses, les transformations sont très lentes, ce qui explique les échecs expérimentaux. Ainsi, à Waïrakei (Nouvelle Zélande), on a pu observer, dans des sondages, la conversion de l'analcime en albite dès que la température s'élève à 200° C en moyenne (D.-S. COOMBS et al., 1958). Ces études *in situ* semblent donner des résultats plus proches de la réalité. Dans d'autres domaines, les observations dans les sondages montrent également que les températures de transformations obtenues en laboratoire sont surestimées. C'est par exemple le cas pour les minéraux argileux (entre autres : G. DUNOYER DE SEGONZAC, 1964).

En ce qui concerne notre faciès à laumontite, nous adopterons donc la valeur minimum et approximative de 200° C, valable seulement avec un gradient géothermique élevé ou normal (A.-S. CAMPBELL et W.-S. FYFE, 1965).

Comme pour le faciès micromoucheté, nous pensons que l'élévation de température peut provenir de la tendance qu'a le gradient géothermique à redevenir normal sans que la surcharge augmente nécessairement. Le type à laumontite et le type micromoucheté seraient donc contemporains. La pression serait plus élevée dans ce dernier cas, mais les températures voisines.

Si l'on admet un gradient normal (1°/30 m) et une température superficielle de 20° C, la surcharge minimum est de 5500 m environ, valeur qui, grossièrement, concorde avec l'épaisseur probable des nappes préalpines. A titre de comparaison, à Taringatura (Nouvelle Zélande), le faciès à laumontite se développe à partir d'une surcharge apparente de 6500 m (peut-être davantage si l'on additionne les séries érodées).

### 3. Grauwackes à pumpellyite-prehnite

D'après les auteurs consultés, ces roches établissent un pont entre le faciès à zéolites et le faciès schiste vert. Cette association a déjà été reconnue dans un grand nombre de localités du globe (Nouvelle Zélande, Australie, Nouvelle Guinée, Iles Fidji, Terre de Feu, Géogie du Sud, USA, Porto-Rico, Caucase,

etc.). Néanmoins la fameuse série géosynclinale de Taringatura reste la plus riche en enseignements. Dans cette séquence, le faciès à pumpellyite apparaît lorsque la surcharge apparente atteint 10 000 m environ. Il semble donc que la laumontite se décompose après un accroissement normal de la température et de la pression puisqu'il y a simplement augmentation de l'enfouissement.

Dans les Grès de Taveyanne, le problème se présente sous un jour plus complexe. S'agit-il, comme en Nouvelle Zélande, d'une augmentation de la température due à une plus forte surcharge ? Il nous faudrait alors admettre que dans la partie SE de notre terrain et en Suisse, les Grès de Taveyanne ont été profondément enfouis.

A cette première hypothèse nous pouvons opposer qu'il serait sans doute faux de penser que le recouvrement par les nappes helvétiques additionnerait sa surcharge à celle des Préalpes. En effet, les nappes préalpines étaient alors en proie à une érosion compensant l'augmentation de surcharge. Il est même probable que, lors du plissement helvétique, la masse principale des nappes avait déjà pris une position plus externe. De plus, en certains points, comme à la Pointe de Platé, où le recouvrement helvétique n'est constitué que par une digitation, on peut penser que le surcroît de surcharge n'a jamais excédé quelques centaines de mètres.

Dans une deuxième possibilité, il n'y aurait qu'une simple augmentation de la pression sous l'effet de la tectonique, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir une charge supplémentaire. Bien que cette dernière possibilité paraisse plus probable, les données disponibles ne nous permettent pas de trancher.

L'examen des roches d'écrasement aberrantes, dans la mesure où l'on peut les comparer aux grauwackes à pumpellyite-prehnite, nous fournit des renseignements plus significatifs. Pour ces roches, nous proposons deux hypothèses de formation. Dans l'une, il s'agirait d'une addition d'énergie calorifique et mécanique due au mouvement tectonique. L'énergie calorifique libérée peut occasionner une élévation considérable de la température (H. JEFFREYS, 1942), mais strictement localisée au voisinage immédiat du miroir de faille et par conséquent de courte durée; ce dégagement de chaleur ne doit donc pas avoir d'effet: On peut difficilement imaginer que la température puisse rester élevée de nombreuses années dans un volume aussi restreint, le long d'une petite faille. Or, nous avons vu que ces transformations minérales sont particulièrement lentes. On ne peut donc raisonnablement invoquer qu'un apport d'énergie mécanique dû aux mouvements de cisaillement.

Dans la deuxième hypothèse, à notre avis tout aussi valable, on aurait une diminution de la pression de l'eau dans les zones fissurées, ce qui favorise la formation de minéraux moins hydratés; ce processus a été décrit dans la littérature (D.-S. COOMBS et al., 1958) et permet d'expliquer la cristallisation de la prehnite dans les fissures, phénomène dont la première hypothèse ne pouvait rendre compte.

Quoi qu'il en soit, il apparaît vraisemblable que si la pression augmente sans élévation de température, on obtient une néoformation de pumpellyite et prehnite à partir d'une roche à laumontite.

Nous admettrons donc provisoirement que l'action tectonique due au plissement des Helvétides est responsable de la formation du faciès envisagé. Comme pour le passage des nappes préalpines, il y a adjonction de pression. Relevons encore la convergence partielle existant entre les faciès à pumpellyite-prehnite et le faciès micromoucheté, bien que ce dernier ne contienne pas de pumpellyite sur notre terrain. Il semble ainsi que, dans les deux cas, les conditions physiques devaient être voisines. Seul le fait qu'un des deux faciès dérive directement de la décomposition du labrador suffit à lui donner un aspect différent.

#### 4. Conclusions

Nos observations et nos vues exposées dans ces deux derniers chapitres sont résumés dans le tableau IX. Il faut encore bien souligner le caractère provisoire de beaucoup des hypothèses avancées.

Nous pouvons remarquer ici un fait important : le métamorphisme subi par les Grès de Taveyanne n'est pas contemporain de celui de la zone pennique. En effet, dès le Stampien inférieur, le glaucophane et l'épidote deviennent abondants dans les minéraux détritiques de la molasse, ce qui indique une érosion

Tableau IX

Epoque	Événement géologique	Transformations minérales	Pression de charge (en bars)	Température °C
		Sous pression de charge seule	Sous pression de charge additionnée de stress	
Eocène	Sédimentation	Dévitrification ?		
Oligocène	Charriage	Calcitisation des marges		
Miocène	Préalpin	Faciès moucheté à laumontite	Ca Na Faciès vert s. str. Faciès micromoucheté	1600 > 200 °>
	Plissement des Helvétides			1600 à 2500
Pliocène	Soulèvement final	Fissures à heulandite, stilbite et chabasite.	Faciès moucheté à pumpellyite - prehnite	200 °> 300 °

des roches métamorphiques dans les zones alpines internes qui avaient donc déjà été transformées.

Signalons ici que le glaucophane n'est significatif que lorsqu'il est bien représenté quantitativement. En effet, dans les grauwackes de la barre de l'Arbaron, nous avons relevé (au lieu-dit) la présence d'un grain détritique d'amphibole bleue.

On peut enfin souligner l'intérêt que présente l'étude du métamorphisme peu profond des Grès de Taveyanne pour mieux comprendre celui des séries plus transformées. Dans les grauwackes, les textures primitives sont bien conservées, on retrouve même les minéraux originels non décomposés dans certaines zones privilégiées. En outre, la tectonique d'ensemble est plus facile à saisir et les réactions successives sont mieux mises en évidence. Les imbrications de faciès peuvent s'expliquer, tandis que ce n'est pas toujours le cas lorsqu'il s'agit d'un métamorphisme plus profond.

## Chapitre VIII

### L'ALBITISATION ET LE PROBLÈME DES SPILITES

Il est intéressant de comparer le problème posé par le métamorphisme des Grès de Taveyanne et celui posé par la composition des spilites. C'est dans ce but que le processus de l'albitisation va plus particulièrement attirer notre attention.

Dans les Grès de Taveyanne, la transformation en albite s'est souvent effectuée d'une façon si parfaite que l'on pouvait, à juste titre, douter de son origine secondaire. Toutefois, il nous est apparu clairement qu'un plagioclase calcique pouvait entièrement s'albitiser sur place.

Dans les grauwackes calcitisées, le labrador montre tous les stades de l'albitisation, depuis le plagioclase intact jusqu'à la transformation complète. Ainsi, on peut postuler que ces types intermédiaires représentent les étapes franchies par une grauwacke avant d'aboutir à l'équilibre compatible avec les conditions physico-chimiques du type vert. Comme nous n'avons pas pu observer ces transitions dans le faciès à laumontite typique, là où l'albite est limpide, nous ne parlerons donc que de l'albitisation dans le faciès vert (type riche en calcite). En effet, nous n'avons rencontré des reliques de labrador que dans le type vert ou ses variétés hybrides, jamais dans le type à laumontite bien caractérisé.

Les plagioclases, coupés parallèlement à (010), montrent bien ce phénomène d'albitisation. En effet, ces sections sont nettement zonées et ne présentent guère de macles gênantes: le contraste entre le plagioclase primaire et l'albite qui oblitère le zonage est très net. On remarque que le plagioclase calcique

s'altère en général d'abord au centre, là où la teneur en anorthite est la plus élevée. Tandis que le labrador frais est parfaitement limpide, l'albite apparaît comme une masse inhomogène, non seulement à cause des inclusions de séricite, mais aussi par suite de petites irrégularités dans la biréfringence et l'angle d'extinction. Ensuite, l'albitisation gagne de proche en proche, en envoyant des digitations filamenteuses qui envahissent le cristal à la manière d'un mycélium. Dans un avant-dernier stade, il ne subsiste souvent qu'un peu de plagioclase zoné à la périphérie.

On peut se demander si les macles polysynthétiques du labrador se retrouvent dans l'albite. Cette question n'est pas facile à résoudre. Elle exige un examen attentif, vu l'imbrication souvent inextricable des deux plagioclases, leur faible contraste de relief et l'abondance des inclusions très biréfringentes. Néanmoins, on remarque dans bien des cas que les fines macles du labrador sont détruites et remplacées par de l'albite non maelée. Dans d'autres cas, le plan de macle passe indifféremment d'un minéral à l'autre, spécialement lorsqu'il s'agit des macles simples. Lorsque du labrador subsiste encore dans la roche, l'albite de néoformation ne présente en général que des macles polysynthétiques, peu développées ou irrégulières. Nous avons observé un seul cas de macle affectant l'albite et s'arrêtant brusquement au contact du plagioclase calcique. Le phénomène est donc complexe, l'albite n'adoptant que partiellement la disposition cristalline de son hôte.

Dans les grauwackes du type vert ne contenant plus de labrador, c'est à dire dans la majorité des cas, nous avons souvent remarqué un développement plus caractéristique des macles polysynthétiques : elles se montrent plus nombreuses, plus droites et plus fines. Ceci démontrerait peut-être un réajustement cristallin immédiatement postérieur à l'albitisation. L'absence de données quantitatives nous interdit d'être catégorique à ce sujet. La fig. 24 résume par des dessins ce mécanisme d'albitisation.

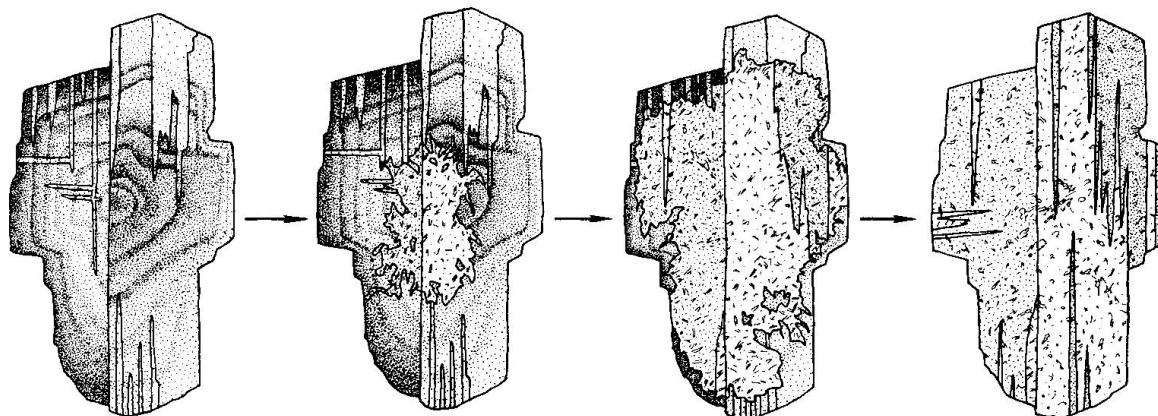


Fig. 24. Albitisation progressive d'un phénocristal de plagioclase zoné, exemple théorique.

Pour en venir à la comparaison avec les spilites, nous pouvons brièvement introduire le problème de leur genèse (voir F.-J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960 et littérature citée).

Les spilites sont des roches de structure généralement semblable à celle des basaltes et des diabases, mais où le plagioclase est remplacé par de l'albite. En outre, les minéraux ferro-magnésiens sont souvent chloritisés. La composition chimique diffère évidemment de celle des basaltes; il y a entre autres moins de chaux et plus de soude. Quantité d'hypothèses ont été émises et actuellement plusieurs courants contradictoires s'affrontent.

Pour les uns, la spilitisation d'un magma basaltique est très précoce; elle résulterait d'une contamination ou d'une différenciation de ce magma avant l'épanchement (théorie du magma spilitique). Pour d'autres, la formation de spilite est contemporaine de l'épanchement et de la solidification. Dans l'exemple des coulées sous-marines, il pourrait y avoir interaction avec le milieu marin apportant l'eau et le sodium. Pour d'autres enfin, la spilitisation se produit longtemps après le refroidissement des coulées. Celles-ci sont enfouies en profondeur et subissent alors l'action d'un métamorphisme peu apparent, semblable à celui des Grès de Taveyanne.

L'enseignement à tirer de l'étude des Grès de Taveyanne ne permet évidemment pas de résoudre le problème des spilites. On peut seulement dire que deux arguments avancés par les auteurs ne sont pas valables:

a) La fraîcheur des cristaux d'albite et l'absence totale de structures métamorphiques étaient considérées comme plaidant en faveur d'une spilitisation précoce, magmatique ou contemporaine du refroidissement. Or, nous avons vu que l'albitisation peut se faire sous l'action du métamorphisme sans que la structure primaire de la roche ne subisse la moindre altération et que l'albite peut avoir une allure relativement fraîche (J. MARTINI et M. VUAGNAT, 1965 et chapitre II).

b) La composition chimique anormale des spilites était pour certains le signe d'un enrichissement en soude à partir de l'eau de mer, contamination possible lors de la phase magmatique. Dans l'hypothèse d'une spilitisation par suite du métamorphisme régional, on ne s'expliquait pas bien d'où pouvait provenir ce sodium. En ce qui concerne les grauwackes du type vert, nous ne savons pas non plus exactement d'où vient cet élément, mais nous sommes certains qu'un échange chimique a eu lieu. La richesse en soude des spilites n'est ainsi pas incompatible avec une origine métamorphique.

Une spilitisation sans aucune relation avec l'activité volcanique qui a donné naissance aux coulées est donc possible. A notre avis, cela semble être la seule solution acceptable lorsqu'il s'agit d'épanchements subaériens. Par contre, un développement „primaire“ de minéraux de basse température reste possible dans les coulées sous-marines, car dans ce cas la pression de vapeur d'eau reste forte, surtout au fond des fosses géosynclinales. Dans le cas contraire, c'est à

dire dans les coulées terrestres, la fuite rapide des éléments volatils empêche toute réaction „spilitique“. En effet, lorsque la lave atteint les basses températures requises pour la formation de l'albite et de la chlorite, la déshydratation est presque complète. De plus, dans les coulées à débit en coussins, l'eau de mer circule et peut agir sur la roche en train de se refroidir. Les spilites pourraient ainsi avoir des origines multiples et cela même dans un seul gisement : on pourrait détecter une spilitisation primaire en éliminant les effets du métamorphisme régional.

Les réactions pouvant donner lieu à une spilitisation précoce en ce qui concerne les conditions physiques peuvent s'apparenter, en fait, aux transformations métamorphiques. Il y a néanmoins une différence car la pression régnant au fond des mers peut difficilement dépasser 1000 bars. Les conditions de la spilitisation précoce, si cette dernière existe, pourraient se comparer à celles du métamorphisme de contact (température prédominant sur la pression).

Enfin, certaines dispositions de terrain, propres aux Grès de Taveyanne, pourraient suggérer les hypothèses de travail. Ainsi, par analogie avec le mode de gisement des grauwackes du type vert, dans le cas de diabases en coussins, on pourrait s'attendre à la disposition suivante si la spilitisation est due au métamorphisme régional : les coulées minces, isolées dans des séquences schisteuses ou les petites masses emballées tectoniquement dans ces dernières, devraient être plus sodiques que les grandes masses.

## Chapitre IX

### REMARQUES SUR LA NOTION DE METAMORPHISME

Jusqu'à ces dernières années, il était pratiquement établi qu'une roche ne pouvait être considérée comme métamorphique que lorsque son aspect était profondément modifié par recristallisation ou par développement d'une structure schisteuse. Ainsi, dans le métamorphisme régional, les roches les moins transformées constituaient l'épizone, surmontée de terrains considérés comme non métamorphiques, où seule la diagenèse avait consolidé les sédiments. Il était plus ou moins admis que l'absence de déformation structurale allait de pair avec l'absence quasi totale de transformations minérales. On avait bien remarqué une augmentation de la compacité des roches, particulièrement dans les cas des roches argileuses, mais on admettait que les minéraux présents étaient généralement d'origine sédimentaire.

Dans cette zone superficielle, dite non métamorphique, on avait pourtant remarqué depuis longtemps une altération de certaines roches. Ainsi, F. RINNE (1928), dans son traité bien connu, groupe les transformations comme la saussuritisation, la propylitisation, la serpentinitisation, etc., sous la rubrique

de „métamorphisme apomagmatique“. Il invoque, pour rendre compte de ces transformations, des actions hydrothermales ou un effet du métamorphisme régional. En fait, cette altération posait des problèmes.

Les tufs et les grauwackes avaient déjà révélé des minéraux d'altération comme les zéolites. Ici encore, on invoquait généralement des circulations hydrothermales. D'autres hypothèses ont été encore formulées au sujet de ces roches détritiques. Ainsi une origine diagénétique, pratiquement contemporaine de la sédimentation, a été proposée encore récemment pour expliquer le développement de la laumontite (A.-S. ZAPOROZHTSEVA, 1960; J.-M. HOARE et al., 1964). Précisons qu'une telle origine ne fait pas de doute dans nombre de cas en ce qui concerne d'autres roches à zéolites, comme les analcimolites, par exemple.

Cependant, il serait inexact de dire que l'idée d'étendre la notion de métamorphisme est récente. En effet, on était déjà embarrassé lorsqu'il s'agissait de placer une limite précise entre ce qui est métamorphique et ce qui ne l'est pas.

En 1924, L. DÉVERIN attirait l'attention sur le fait que la limite entre la diagenèse et le métamorphisme ne peut être qu'arbitraire. La diagenèse ne serait que le début du métamorphisme. Ainsi, von HARRASSOWITZ (1929) avait proposé le terme „anchimetamorphisme“ pour désigner les premières transformations précédant le métamorphisme s.str. On connaissait également les variations de teneur en éléments volatils des charbons (loi de Hilt). Enfin, P. ESKOLA, dans son concept de faciès minéraux, avait envisagé en 1939 déjà la possibilité de distinguer un faciès à zéolites correspondant à un domaine de l'écorce terrestre, supérieur aux zones considérées classiquement comme métamorphiques.

A cours de ces dernières années seulement on a pu démontrer clairement que des transformations minéralogiques importantes s'effectuent sans conférer à la roche un „aspect métamorphique“. La notion de roche métamorphique devait donc être modifiée. Ces changements de concept sont dus aux études menées dans deux domaines différents, grâce au développement de nouvelles techniques d'investigations.

Le premier de ces domaines est celui des roches pyroclastiques. En Nouvelle Zélande, D.-S. COOMBS (1954) a montré que l'altération des grauwackes produisait des minéraux différents selon la profondeur à laquelle ces roches ont été enfouies. On s'est alors aperçu que certains silicates calciques considérés jusque là comme étant surtout des minéraux de fissures, peuvent se développer en pleine roche sur une grande échelle.

Utilisant ces données, W.-S. FYFE, F.-J. TURNER et J. VERHOOGEN (1958) constatent que ces altérations sont comparables aux transformations dites métamorphiques puisque l'on invoque l'augmentation de pression et de température pour en expliquer la genèse. Reprenant ainsi l'idée d'Eskola, ces auteurs créent le faciès zéolitique.

Le second domaine est l'étude des minéraux argileux ; divers auteurs, à la faveur, principalement, de récents sondages pétroliers, ont montré que les argiles subissent des transformations souvent inapparentes, même au microscope. Ainsi, par exemple, la montmorillonite et la kaolinite se convertissent en chlorite et en illite lorsque la profondeur augmente. On a tenté des corrélations entre l'échelle des minéraux argileux et celle des silicates calciques hydratés : le travail de A.-G. KOSSOVSKAYA et V.-D. SHUTOV (1963) est un pas dans cette direction.

Il est donc bien clair que des transformations minéralogiques que l'on peut rattacher sans hésiter au métamorphisme, se produisent dans des terrains dits „sédimentaires“ ; cependant, les auteurs hésitent à parler de métamorphisme. En effet, pour le géologue non spécialisé, cette notion est subjectivement liée à un effacement progressif des structures et des textures primitives. Pour lui, cette action est avant tout regrettable car elle fait peu à peu disparaître les fossiles et rend la géologie locale difficile à interpréter. Le degré du métamorphisme serait, en somme, proportionnel au degré de l'effacement des structures et textures primitives. Cette notion imprécise est cependant très pratique sur le terrain. En revanche, le spécialiste étudiant particulièrement le métamorphisme ne se contentera pas de ces vues sommaires. Il en résulte les conceptions différentes des minéralogistes et des géologues.

Sur ces questions de définitions, plusieurs propositions ont été faites. Nous

Tableau X

Nomenclature classique	Turner et Verhoogen (1960)	Packham et Crook (1960)	Kossovskaya et Shutov (1963)	Faciès minéraux (série volcanique) basique
Diagenèse	Diagenèse	Diagenèse	Epigenèse	Analcime – heulandite
	( Faciès Zéolitique )			Albite – Laumontite
Métamorphisme régional	Métamorphisme régional	Métamorphisme régional	Métagenèse	Albite – Pumpellyite – Prehnite
Métamorphisme régional				Albite – Chlorite – Epidote
			Métamorphisme	Albite-Hornblende-Epidote-Almandin

en résumons les principales au tableau X. On y constate que l'accord qui règne au sujet de l'échelle des faciès minéraux n'existe plus sur les termes définissant le caractère de la transformation.

F.-J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960) placent la limite du métamorphisme au sommet de la zone à laumontite. Selon ces auteurs, dans la zone à heulandite-analcime, l'abondante persistance de minéraux théoriquement instables et le fait que l'altération se limite au verre volcanique suffisent pour que l'on puisse parler de réactions diagénétiques, plutôt que de réactions métamorphiques. Une roche ne peut être appelée métamorphique que si une part importante de ses constituants sont modifiés, ce qui est bien le cas pour les grauwackes et les tufs à laumontite.

G.-H. PACKHAM et K.-A.-W. CROOCK (1960) envisagent le problème différemment. Pour eux, lorsqu'une roche pyroclastique subit des transformations minéralogiques à l'échelle régionale sans que la texture primitive soit altérée, il faut employer un terme traduisible par „diagenèse épigénétique“. On distingue ainsi différents faciès diagénétiques d'après les minéraux caractéristiques. Selon ces auteurs, une roche est affectée par le métamorphisme régional seulement si une structure schisteuse se développe. D'après ce critère, il peut y avoir parallélisme avec les faciès de diagenèse, les associations minérales constituant les traits communs. Ainsi, une grauwacke massive à pumpellyite-prehnite, sera dite diagénétique, tandis qu'une autre, à structure schisteuse, mais contenant les mêmes minéraux, sera qualifiée de métamorphique. Relevons encore que le terme de „burial metamorphism“, employé par COOMBS (1961), correspond à l'„epigenetic diagenesis“ de Packham et Crook.

A.-G. KOSSOVSKAYA et V.-D. SHUTOV (1963) utilisent un terme de transition : la métagenèse. D'après ces auteurs, le véritable métamorphisme régional apparaît à une profondeur plus grande que celle qui est admise classiquement.

Ainsi que le remarquent certains auteurs (K.-S. DEFFEYES, 1959) le terme de faciès zéolitique semble malheureux. En effet, pour certains auteurs tout au moins, le développement principal des zéolites s'effectue en dehors du faciès en question, dans lequel ces minéraux ne sont bien représentés que par la laumontite. De plus, ces minéraux ne se rencontrent pas dans sa moitié inférieure (zone à pumpellyite-prehnite). En outre, le terme de faciès à zéolites était déjà utilisé, avec une signification différente, pour caractériser un milieu géochimique dont les conditions physiques sont proches de celles de la surface (N.-V. RENGARTEN, 1950).

De cette revue de la nomenclature, on retire l'impression générale qu'un phénomène, dû partout à une même cause, a reçu des noms différents et que l'on évite le plus possible d'employer le terme de métamorphisme. Il faut reconnaître que certaines roches à zéolites sont déroutantes. Ainsi, une grauwacke mouchetée à laumontite, avec son caractère de roche détritique tendre, mal consolidée, apparaîtra moins métamorphique qu'un tuf à cassure conchoï-

dale, solidement cimenté par de la heulandite. Or, nous savons que ce dernier est en fait la roche la moins transformée des deux. De même, une grauwacke du type vert sensu stricto montre, sous le microscope, une structure plus fraîche qu'une grauwacke mouchetée. Cependant, la première qui ne contient plus de minéraux instables, a subi une transformation plus intense que la seconde.

On parle communément de métamorphisme croissant. On dira, par exemple d'un métamorphisme de zone supérieure qu'il est „très léger“. Ce n'est pas exact en ce qui concerne l'ampleur des transformations minérales. Bien que celles-ci soient lentes et que des phases instables subsistent fréquemment à l'état de reliques, quantitativement, les minéraux néoformés sont importants. En ce qui concerne les Grès de Taveyanne, les chiffres que nous avons indiqués plus haut (chapitre II) en témoignent. Si l'on se rapporte à ces tableaux, la proportion de nouveaux minéraux est toujours élevée; elle dépasse souvent 70 %. Les minéraux primaires stables (surtout le quartz) sont présents à raison de 20 à 25 %, tandis que les éléments primaires instables (surtout hornblende et augite) dépassent rarement 15 % et peuvent même être totalement résorbés.

En règle générale, il est bien évident, dans le cas du métamorphisme régional, que les textures primaires et les minéraux reliques instables ont tendance à disparaître avec l'augmentation de la pression et de la température. Cependant, cette loi souffre de nombreuses exceptions: on retrouve des fossiles déterminables jusque dans la mésozone. De plus, certains gabbros (euphotides) de la zone pennique ne sont pas déformés, bien qu'ils aient subi des transformations de la zone profonde des schistes à glaucophane. Remarquons encore que le diallage subsiste souvent dans l'épizone.

L'emploi du terme de diagénèse nous semble malheureux car il ne peut pas s'appliquer à une roche effusive! Or, des transformations qualifiées de diagénétiques par les auteurs, affectent aussi bien un sédiment pyroclastique que des coulées de lave en place. Il serait donc judicieux de restreindre la notion de diagénèse aux changements physico-chimiques que subit un sédiment pendant et après son accumulation, mais avant sa consolidation (C. SCHUCHERT, 1920).

Il semble donc bien que le qualificatif de diagénétique n'est pas applicable à une transformation due à l'enfouissement et qu'il faut employer le terme de métamorphisme. C'est d'après les effets de cet enfouissement que l'on peut définir le degré de métamorphisme de n'importe quelle roche.

Ainsi, on dira d'une prasinite (faciès schiste vert) qu'elle est à la fois métamorphique par sa structure et par ses associations minérales. Par contre, une grauwacke à laumontite ne sera métamorphique que sur le plan des minéraux de néoformation. Dans le cas d'un tuf à clinoptilolite, les propriétés métamorphiques deviennent encore plus restreintes: pas de déformations structurales ni de minéraux formés sous l'action d'une pression et d'une température nécessairement plus élevées que celles des conditions régnant à la surface du globe. En effet, dans la zone à heulandite-analcime, le seul effet notable, que

l'on peut qualifier de métamorphique, est la compaction progressive qu'un sédiment acquiert avec la profondeur croissante de l'enfouissement (E.-A. PROZOROVITCH, 1960).

En conclusion, grâce aux études de ces dernières années, on en arrive à démontrer plus clairement que le métamorphisme affecte toutes les roches, mais avec des formes diverses et des degrés très variables.

## BIBLIOGRAPHIE

BSMP = Bulletin suisse de Minéralogie et Pétrographie

- ADRIAN, H. (1914): Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. *Eclogae geol. Helv.* 13, p. 238.
- ALSAC, C. (1961): Contribution à l'étude des albitophyres et orthoalbitophyres du Dôme de Rémollon (Htes Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, Vol. 37, p. 31—67.
- ARGAND, E. (1920): Plissemens précurseurs et plissemens tardifs des chaînes de montagnes. *Act. soc. Helv. Sci. nat.*, p. 13—39.
- BAILEY, E.-H., IRWIN, W.-P. and JONES, D.-L. (1964): Franciscan and related rocks. *Californian Div. Mines and Geol.* 183, p. 177.
- BARBIER, R. et MICHEL, R. (1958): Découverte d'une andésite dans la zone du Flysch des Aiguilles d'Arve. *C. R. som. Soc. géol. France*, p. 709—714.
- BEARTH, P. (1962): Versuch einer Gliederung alpin metamorpher Serien der Westalpen. *BSMP* 42, p. 127—137.
- BELLAIR, P. (1957): Le volcanisme nummulitique du Champsaur. *C.R. Acad. Sci.* 245, p. 2515.
- BEUF, S. (1959): Contribution à l'étude géologique du Massif de Soleil Beuf. Diplôme E.N.S.P.M., Grenoble (non publié).
- BIJU-DUVAL, B. et GUBLER, Y. (1961): Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thônes (Savoie), du Champsaur (Htes Alpes) et de Clumanc (Basses Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble* 37, p. 142—156.
- BOUSSAC, J. (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Serv. carte géol. France*, p. 662.
- BRAMLETTE, M.-N. and POSNJAK, E. (1933): Zeolitic alteration of pyroclastics. *Amer. Mineral.* 18, p. 167—171.
- BRÜCKNER, W. (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und Griessstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. *Verh. natf. Ges. Basel* 48, p. 77.
- (1952): Globigerinenmergel und Flysch. *Verh. natf. Ges. Basel*, 63, p. 17—40.
- BUR'YANOVA, E.-Z. (1954): Analcime sedimentary rocks from Tuva (S. Siberia). *Doklady Akad. Nauk. SSSR*, 98, 261—264. (*Chem. Abs.*, 49, 3751 g.)
- (1956): Autogenic laumontite from middle devonian sandstone of Tuva. *Vsesoyuz. Nauch.-Issledovatel. Geol. Inst. Information Sbornik*, No 3, p. 77—79 (*Chem. Abs.*, 51, 13622e).
- CALLEGARI, E. e JOBSTRAIBIZER, P.-G. (1964): Sulla presenza di analcime nella „Pietra verde“ degli strati di Livinaltongo della località-tipo (alta valle del Cordevale-Dolomiti). *Rend. Soc. Mineral. ital.* 20, p. 83—99.
- CAMPBELL, A. S. and FYFE, W. S. (1965): Analcime-albite equilibria. *Amer. J. Sci.*, 363, p. 807—816.

- CARMAN, M.-F. (1965): Nature of chlorite in some low-grade metavolcanic rocks in South Island, New Zealand. Geol. Soc. Amer. Program 1965, annual meetings.
- CHAROLLAIS, J. et WELLHÄUSER, F. (1962): Contribution à l'étude des Marnes à Foraminifères des Chaînes Subalpines (Hte Savoie, France). Ver. Schweiz. Petrole. Geol. u. Ing. 29, p. 21—38.
- CHAROLLAIS, J. et ROSSET, J. (1965): Observations sur les séries marno-micacées du synclinal du Reposoir (Hte Savoie). Bull. Soc. géol. France, 7, p. 64—79.
- COLLET, L.-W. (1943): La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. Mat. carte géol. Suisse, N. sér., 79e liv., 146 p.
- COLLET, L.-W. et PAREJAS, ED. (1926): Le Nummulitique de Platé et de Sales. C.R. Soc. phys. hist. nat. 43, p. 161—163.
- COLLET, L.-W. et PERRET, R. (1926): Compléments sur la géologie du cirque de Sales. C.R. Acad. Sci. 183, p. 1344.
- COLLET, L.-W. et LILLIE, ARN. (1938): Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. Eclogae geol. Helv. 31, p. 105—123.
- COLLET, L.-W. et GYSIN, M. (1941): Les grès de Taveyannaz dans les Dents du Midi. C.R. Soc. phys. hist. nat., 58, p. 47.
- COOMBS, D.-S. (1953): The pumpellyite mineral series. Mineral. Mag. 30, p. 113—135.
- (1954): The nature and alteration of some triassic sediments from Southland, New Zealand. Roy. Soc. New Zealand, Trans. 82, p. 65—109.
- (1960): Lower grade mineral facies in New Zealand. Int. Geol. Congr. (Kopenhagen), 13, p. 339—351.
- (1961): Some recent work on the lower grades of metamorphism. Austral. J. Sci. 24/5.
- COOMBS, D.-S., ELLIS, A.-J., FYFE, W.-S. and TAYLOR, A.-M. (1958): The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geochim. and Cosmochim. Acta 17, p. 53—107.
- CORMINBOEUF, P. (1959): Sur les couches de Cucloz-Villarvolard en Suisse occidentale. Eclogae geol. Helv. 52, p. 271—294.
- CROOK, K.-A.-W. (1963): Burial metamorphic rocks from Fiji. New Zealand J. Geol. Geophys., 6, p. 681—704.
- DEBELMAS, J. (1963): Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Trav. Lab. Géol., Grenoble, 39, p. 125—171.
- DEER, W.-A., HOWIE, R.-A. and ZUSSMAN, J. (1962): Rock-forming minerals. Longmans, Londres, 5 vol.
- DEFFEYES, K.-S. (1959): Zeolites in sedimentary rocks. J. Sed. Petrol. 29, p. 602—609.
- DEVERIN, L. (1924): L'étude lithologique des roches sédimentaires. BSMP 4, p. 29—50.
- DICKINSON, W.-R. (1962a): Metasomatic quartz-keratophyre in Central Oregon. Amer. J. Sci., 260, p. 249—266.
- (1962b): Petrology and diagenesis of jurassic andesitic strata in Central Oregon. Amer. J. Sci., 260, p. 281—500.
- DOUXAMI, H. (1896): Etude sur les terrains tertiaires. Masson, Paris, 315 p.
- (1902): Révision de la feuille d'Annecy. Massif de Platé. Bull. Serv. carte géol. France 12 (85), 1—5.
- (1905): Révision des feuilles d'Annecy et de Thonon, 16 (105), 1—4.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1964): Les argiles du Crétacé supérieur dans le bassin de Douala (Cameroun): Problèmes de diagenèse. Bull. Serv. carte géol. Alsace-Lorraine. 17, p. 283—310.
- DUPARC, L. et RITTER, E. (1895): Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch. Arch. Soc. phys. hist. nat., 33, p. 1—48.

- ESKOLA, P. (1939): Die metamorphen Gesteine, p. 263—407 dans BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W. et ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin, 422 p.
- (1960): Laumontite in Finland. Indian mineral., 1, p. 29—41.
- ESKOLA, P., VUORISTO, U. and RANKAMA, K. (1937): An experimental illustration of the spilite reaction. Bull. Comm. geol. Finlante, 119, p. 61—68.
- FAVRE, A. (1867): Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Masson, Paris, 3 vol., 1487 p.
- v. FELLENBERG, R.-L. (1865): Analysen des Laumontits und des Taviglianaz-Sandsteins. Mitt. Natf. Ges. Bern, 54—63.
- FEUGUEUR, L. (1949): Sur la géologie du Massif de Platé. Bull. Soc. géol. France, 19, p. 629—639.
- (1951): Le Nummulitique de la Nappe de Morelles entre Arve et Suisse. Bull. Soc. géol. France, 1, p. 671—692.
- (1954): Observations géologiques entre Arve et Giffre. Bull. carte géol. France, 52 (241), p. 225—229.
- FEUGUEUR, L. et GOGUEL, J. (1955): Présence du Wildflysch sous une digitation supérieure de la Nappe de Morelles au Derochoir (Hte Savoie). C.R. som. Soc. géol. France, p. 96—99.
- FRIEDMAN, I. (1951): Some aspect of the system  $H_2O-Na_2O-SiO_2-Al_2O_3$ . J. Geol. 59, p. 19—31.
- FYFE, W.-S. (1955): Lower limit of the green schist facies. Geol. Soc. Amer. Bull., 66, p. 1649—1650.
- FYFE, W.-S., TURNER, F.-J. and VERHOOGEN, J. (1958): Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Amer. Mem., 73, 259 p.
- GIDON, P. (1954): Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientales et méridionales du massif du Pelvoux. Allier, Grenoble, 204 p.
- GOGUEL, J. (1948): Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. Mem. Serv. carte géol. France, 530 p.
- (1951): Le passage de la nappe de Morelles aux plis subalpins. Bull. Soc. géol. France 1, p. 439—451.
- (1952): Volcanisme d'âge tertiaire dans le synclinal de St-Antonin. C.R. Acad. Sci., 234, p. 2211.
- GREENWOOD, H. (1960): Water pressure and total pressure in metamorphic rocks. Carnegie Inst. Washington Year Book, 59, p. 58—63.
- GRIM, R.-E. (1953): Clay mineralogy. Mac Graw Hill, New-York, 384 p.
- GUIBERT, Ph. (1965): Géologie du Rocher de Cluses (Hte Savoie). Trav. diplôme ing. géol. univ. Genève (non publié).
- GUBLER, Y. (1959): Etude critique des sources de matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes du Sud: formation détritique de Barrême et flysch „grès d'Annot“. Eclogae geol. Helv., 151, p. 942—977.
- GUEYMARD, E. (1830): Sur la minéralogie et la géologie des Hautes-Alpes.
- GULBRANDSEN, R.-A. and CRESSMANN, E.-R. (1960): Analcime and albite in altered jurassic tuff in Idaho and Wyoming. J. Geol., 68, p. 458—464.
- HARRASSOWITZ, H. (1929): Anchimetamorphose. Ber. d. oberhessischen Ges. f. Nat. u. Heilkunde zu Giessen, Natw. Abt., Giessen, 12, 11—7, 30—39.
- HAUG, E. (1895): Etude sur la tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie. Bull. Serv. carte géol. France, 7 (47), p. 207—298.
- HAY, R.-L. (1963): Zeolithic weathering in Olduvai gorge, Tanganyika. Geol. Soc. Amer. Bull., 74, p. 1281—1286.

- (1963b): Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day formation of Oregon. Univ. California Publ. Geol. Sci. Berkeley, 4, p. 119—262.
- (1965): Reactions of alkalic zeolites at low temperatures in sedimentary deposits. Annual Meeting Geol. Soc. Amer. (Abstract).
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Abh. Schweiz. Paläont. Ges., 35, 301 p.
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden, mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 114, 130 p.
- (1965): Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol.-Ing., 31, p. 135—152.
- HEY, M.-H. (1954): A new review of the chlorites. Mineral. Mag., 30, p. 277.
- HOARE, J.-M., CONDON, W.-H. and PATTON, W.-W. (1964): Occurrence and origin of laumontite in cretaceous sedimentary rocks in western Alaska. Geol. Survey., Prof. Paper 501-C, p. 74—78.
- IIYAMA, J.-T. (1964): Etude des réactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite. Bull. Soc. minéral. crist. France, 87, p. 532—541.
- JEFFREYS, H. (1942): On the mechanics of faulting. Geol. Mag. 79, p. 291—295.
- KALEY, M.-E. and HANSON, R.-F. (1955): Laumontite and leonardite cement in miocene sandstone from a well in San Joaquin Valley, California. Amer. Min., 40, p. 923—925.
- KLERKX, J. (1964): Sur la présence de syntagmatique à l'Etna. Ann. Soc. géol. Belgique, 87, p. 147—157.
- KOPORULIN, V.-I. (1962): Types of secondary alterations in sands and gravels of Irkutsk basin coal measures and their possible relationship with underground water. Izv. AN SSSR, ser. geol. (3) 72—87 (Int. Geol. Rev., 6 [3], 1964, 531—540).
- KOSSOVSKAYA, A.-G. and SHUTOV, V.-D. (1963): Facies of regional epi- and metagenesis. Izv. AN SSSR, ser. geol., No. 7, p. 3—18 (Int. geol. rev. 1965, 7, 1157—1167).
- KUBLER, B. (1964): L'anchimetamorphisme dans le nord de la France. C.F.P. Direction exploration D.C.E.P., 24, 9 p.
- KUENEN, P.-H. (1958): Turbidity currents a major factor in flysch deposition. Eclogae geol. Helv., 51, p. 1009—1021.
- LANTERNO, E. et ROVEDA, V. (1957): Sur les couples de *N. incrassatus* (B) — *N. ramondiformis* (A) et *N. vaseus* (B) — *N. boucheri* (A). Arch. Soc. phys. hist. nat., 6, p. 137 à 170.
- DE LAPAPPARENT, A.-F. (1938): Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. Bull. Serv. carte géol. France 40 (198), 302 p.
- LEUTPOLD, W. (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. Eclogae geol. Helv. 30, p. 1—23.
- LILLIE, ARN. (1937): Les Préalpes internes entre Arve et Giffre. Rev. géogr. et géol. dynamique 9, p. 5—73.
- LOMBARD, AUG. (1963): Stratonomie des séries du Flysch. Eclogae. géol. Helv. 56, p. 481 à 511.
- MAILLARD, G. (1889): Note sur la géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville et la région comprise entre le Buet et Sallanches. Bull. carte géol. France 1 (6), 1—63.
- (1891): Note sur les diverses régions de la feuille d'Annecy: Alpe de Sixt, de Samoëns et vallée de l'Arve. Bull. carte géol. France 3 (22), 45 p.
- MAIOLA, R.-J. (1963): Origin of authigenic silicate minerals in the Esmeralda "formation" of Western Nevada. Annual Meeting. Geol. Soc. Am. (Abstract), p. 116.
- MARTINI, J. (1963): Etude de la répartition des Nummulites priaboniennes et oligocènes dans les massifs des Bornes et des Bauges (Savoie). Arch. Soc. phys. hist. nat. 15, p. 509—532.

- MARTINI, J. et VUAGNAT, M. (1964): Essai de distinction minéralogique entre les termes fins du Flysch helvétique. *Arch. Soc. hist. nat.* 18, p. 114—120.
- (1965): Présence du facies à zéolites dans la formation des „grès“ de Taveyanne (Alpes franco-suisses). *BSMP* 41, p. 281—293.
- MERCANTON, C.-H. (1963): La bordure ultra-helvétique du massif des Diablerets. *Mat. carte géol. Suisse*, N. sér., 116e livraison, 1—75.
- MILLOT, G. (1964): Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MORET, L. (1920): Revision de la feuille d'Annecy. *Bull. carte géol. France* 25 (143), 1—10.
- (1924): Sur la découverte d'Orthophragmites dans le „grès de Taveyannaz“ du Massif de Platé (Hte Savoie) et sur ses conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, p. 404—406.
- MORET, L. (1934): Géologie du Massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens. *Mem. Soc. géol. France*, N. sér., 10, p. 59—64.
- MUMPTON, F.-A. (1960): Clinoptilolite redefined. *Amer. mineral.* 45, p. 351—369.
- NECKER, L.-A. (1826): Sur les filons granitiques et porphyriques de Vallorcine et sur le gisement des couches coquillières des montagnes de Sales, des Fis et du Platet. *Bibl. univ. Genève, Sc. et Arts*, 33, p. 62—92.
- NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Int. geol. Congr. (Kopenhagen)*, 13, p. 132—138.
- NIGGLI, P. (1922): Der Taveyannaz-Sandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. *BSMP* 2, p. 169—275.
- OGNIBEN, L. (1964): Arenarie tipo Taveyannaz in Sicilia. *Geologica Romana*, 3, p. 125—169.
- OTALORA, G. (1964): Zeolites and related minerals in cretaceous rocks of east-central Puerto-Rico. *Amer. J. Sci.* 262, p. 726—734.
- PACKHAM, G.-H. and CROOK, KEITH-A.-W. (1960): The principle of diagenetic facies and some of its implications. *J. Geol.* 68, p. 392—407.
- PERRET, R. (1929): Carte géologique de la vallée de Sales et du Cirque des Fonts (avec notice explicative), Barrère, Paris, 33 p.
- PROZOROVICH, E.-A. (1956): Factor determining compaction in sedimentary rocks. Baku. Azerbaydzhanskiy nauchno-issledovatel'skiy institut po dobyche nefti, Trudy, No 4, „Voprosy geologii, geofiziki i geokimii“, 244—270 (*Int. Geol. Rev.*, 1964, 6, 405—419).
- DE QUERVAIN, F. (1928): Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. *BSMP* 8, p. 1—86.
- REBER, R. (1964): Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee. *Eclogae geol. Helv.* 57, p. 91—148.
- RENGARTEN, N.-V. (1950): Laumontite and analcime from lower jurassic deposits in northern Caucasus. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 70, p. 485—488 (*Chem. Abs.*, 45: 8945d).
- RIGASSI, D. (1957): Le Tertiaire de la région genevoise et savoisienne. *Bull. Ver. schweizer. Petrole Geol. Ing.* 24, p. 19—34.
- RINNE, F. (1928): La science des roches. Lamarre, Paris, 3 ed. Française, 616 p.
- RITTER, E. (1897): La bordure sud-ouest du Mont-Blanc. *Bull. carte géol. France*, 9 (60), 1—232.
- RITTMANN, A. and EL-HINNAWI, ESSAM-E. (1961): The applications of the zonal method for the distinction between low- and high-temperature plagioclase feldspars. *BSMP* 41, p. 41—48.
- DE ROEVER, W.-P. and NIJHUIS, H.-J. (1963): Plurifical alpine metamorphism in eastern Betic Cordilleras (S-E Spain) with special reference to the genesis of the glaucophane. *Geol. Rdsch.* 53, p. 324—336.

- Rosset, J. (1956): Description géologique de la Chaîne des Aravis. Bull. Serv. carte géol. France, 53 (247), 147 p.
- SCHMIDT, C. (1888): Über den sogenannten Taveyannaz-Sandstein. N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., 2, p. 80—84.
- SCHROEDER, J.-W. et PICTET, E. (1946): De quelques Foraminifères trouvés dans les grès de Taveyannaz et de l'âge de ces derniers. C.R. Soc. phys. hist. nat. 63, p. 33.
- SCHUCHERT, C. (1920): Diagenesis in sedimentation. Bull. Geol. Soc. Amer. 31, 425—432.
- SEKI, Y. (1961): Pumpellyite in low-grade metamorphism. Petrol., 2, 407—423.
- SHIROZU, H. (1958): X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colours. Mineral. Japan, 2, p. 209.
- SHUTOV, V.-D. (1962): Epigenetic zones in terrigenous deposits of the platform mantle. Izv. AN SSSR, ser. geol. 30—44. (Int. geol. rev., 1964, 6, p. 519—530).
- SMITH, J.-R. and YODER, H.-S. (1956): Variations in X-ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars. Amer. Mineral. Vol., 41, p. 632.
- STANLEY, D. (1961): Etude sédimentologique des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. Rev. Inst. français Pétrole, Vol. 16, p. 1231—1254.
- (1965): Heavy minerals and provenance of sands in flysch of central and southern French Alps. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologist., Vol. 49, p. 22—40.
- STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. Vjschr. natf. Ges. Zürich, 63, p. 1—18.
- (1920): Neuere Ergebnisse des geologischen Erforschung Graubündens. Eclogae geol. Helv., 16, p. 1—28.
- STRECKEISEN, A. (1964): Zur Klassifikation der Eruptivgesteine. N. Jb. Mineral. 7, p. 195—222.
- STRINGHAM, B. (1952): Field of formation of some common hydrothermal alteration minerals. Econ. geol., 47, p. 661—664.
- STUDER, B. (1834): Die Geologie der westlichen Schweizer Alpen.
- (1853): Geologie der Schweiz. Schulthess, Zürich, Bd. 2, 497 p.
- STYGER, G.-A. (1961): Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Käpfgruppe. Diss. Univ. Zürich.
- TERMIER, P. (1891): Sur l'existence de tufs d'andésite dans le flysch de la Clusaz (Hte Savoie). C.R. Acad. Sci. 112, p. 747.
- (1898): Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. Bull. Soc. géol. France 26, p. 165—192.
- TERMIER, P. et LORY, P. (1895): Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le massif de Chaillol (Hautes Alpes). Bull. Soc. géol. France 23, p. 75—77.
- TRÖGER, W.-E. (1963): Der geothermische Gradient im PT-Feld der metamorphen Facies. Beitr. Mineral. Petrogr. 9, p. 1—12.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol. Soc. Amer., 71, p. 843—908.
- (1965): Zur geosynkinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen. Umschau, 18, p. 573 bis 577.
- TURNER, F.-J. and VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill, London, 2e éd. 694 p.
- VUAGNAT, M. (1943): Les grès de Taveyannaz du val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. BSMP, 23, p. 353—436.
- (1949): Sur une particularité des grès mouchetés du Champsaur (Hautes Alpes): Galets ou concrétions? Arch. Soc. phys. hist. nat. 2, p. 393—396.
- (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. Mat. carte géol. Suisse, Nlle sér., 97e livr., 103 p.

- (1958): Note préliminaire sur la composition pétrographique de quelques grès du Flysch de Haute Savoie. Arch. Soc. phys. hist. nat. 11, p. 136—140.
- WATTERS, W.-A. (1965): Prehnitization in the Yahgan formation of Navarino Island, southernmost Chile. Mineral. Mag. 34, p. 517—527.
- WILKINSON, J.-F.-G. and WHETTEN, J.-T. (1964): Some analcime-bearing pyroclastic and sedimentary rocks from New South Wales. J. Sed. Petrol. 34, p. 543—553.
- WINKLER, H.-F.-G. (1964): Das T-P-Feld der Diagenese und niedrigtemperierte Metamorphose auf Grund von Mineralreaktionen. Beitr. Mineral. Petrogr. 10, p. 70—93.
- YODER, H.-S. and WEIR, C.-E. (1960): High-pressure form of analcime and free energy changes with pressure of analcime reactions. Amer. J. Sci., 258-A, p. 420—433.
- YOSHITANI, A. (1965): Zeolites in the neogene pyroclastic rocks in the eastern part of Tanzawa mountainland, central Japan (Studies on the alteration of the Green Tuff Formation). Mem. College. of Sci., Univ. Kyoto, ser. B., 31, Geol. mineral., p. 199—213.
- ZAPOROZHTSEVA, A.-S. (1960): On the regional development of laumontite in Cretaceous deposits of Lena Coal basin. Acad. Sc. USSR Izv., geol. ser., 52—59 (English ed.).

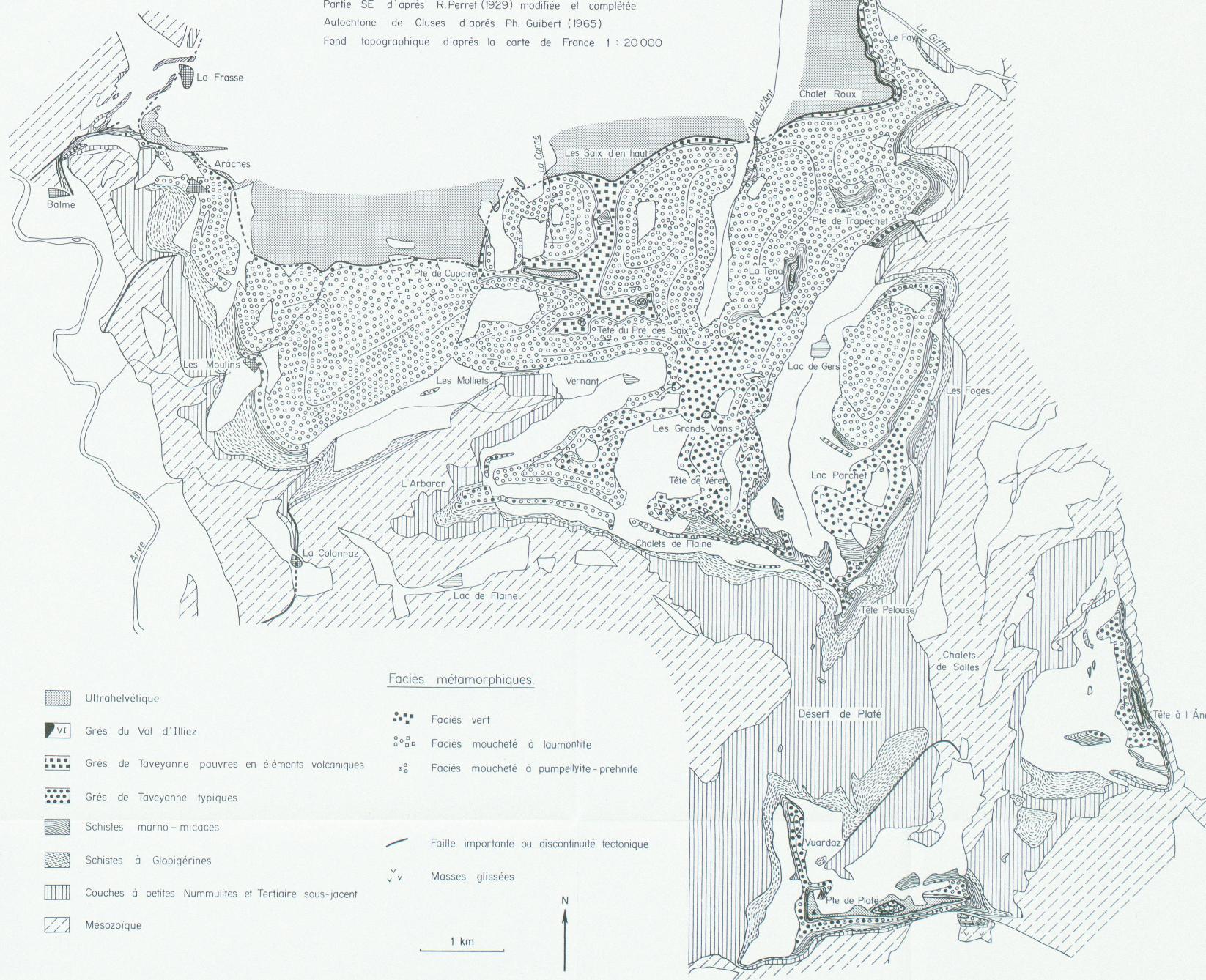
Manuscrit reçu le 30 septembre 1967.

PLANCHE I

J. MARTINI: Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France)

Flysch de la nappe de Morcles entre Arve et Giffre.

Partie SE d'après R. Perret (1929) modifiée et complétée  
Autochtone de Cluses d'après Ph. Guibert (1965)  
Fond topographique d'après la carte de France 1 : 20 000



**Leere Seite**  
**Blank page**  
**Page vide**

## Coupe du massif de Platé et des Grands Vans.

