



HAL
open science

Le delta de Voreppe : étude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble . Alpes françaises

Jacqueline Bocquet

► To cite this version:

Jacqueline Bocquet. Le delta de Voreppe : étude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble . Alpes françaises. Minéralogie. Faculte des Sciences de l'Université de Grenoble, 1966. Français. NNT: . tel-00607317

HAL Id: tel-00607317

<https://theses.hal.science/tel-00607317>

Submitted on 8 Jul 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Doctorat de 3^e Cycle
N° d'ordre

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE DE L'UNIVERSITÉ

SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE STRUCTURALE

PAR

Jacqueline BOCQUET

Le delta de Voreppe

Étude des faciès conglomératiques du Miocène
des environs de Grenoble

Soutenue le mars 1966 devant la Commission d'Examen

Messieurs les Professeurs : R. BARBIER Président

J. DEBELMAS

R. MICHEL

J. PERRIAUX

Examineurs

AVANT - PROPOS

Ce travail n'aurait pu voir le jour sans l'appui et les conseils des membres du corps professoral de l'Institut Dolomieu. Ils m'ont accueillie parmi leurs étudiants, ont dirigé ma formation de géologue, ont pris la peine d'étudier les résultats de mes observations et d'éclairer les conclusions à en dégager.

Je remercie Messieurs les Professeurs R. Barbier ; J. Debelmas, R. Michel et J. Perriaux, qui se sont occupés de l'aspect général, pétrographique ou sédimentologique ; P. Giraud, J. Sarrot-Reynauld, pour la part de travail que chacun m'a donnée.

En pétrographie et en minéralogie, Monsieur P. Vialon me fut d'un grand secours. Monsieur J.P. Thieuloy m'a aidée pour les reconnaissances paléontologiques.

Eux tous, Monsieur le Professeur M. Lemoine de l'Ecole des Mines de Paris, Messieurs M. Gidon, C. Kerckhove, J.L. Tane, les Assistants, ont consacré une partie de leur temps à chercher l'origine des roches que je leur ai montrées.

Monsieur J. Sigal de l'Institut Français du Pétrole a bien voulu me déterminer des échantillons de microfaune.

Mademoiselle G. Latreille du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon a pris la peine d'effectuer une analyse des minéraux lourds contenus dans le ciment gréseux des conglomérats. Madame Vilain du même laboratoire a fait une étude palynologique de lignite.

En leur en exprimant toute ma reconnaissance, je souhaite que leurs efforts n'aient pas été vains et que les résultats que je présente ici puissent être considérés comme éléments scientifiquement valables dans la recherche de l'histoire alpine.

TABLE DES MATIERES

	page
Introduction : cadre et plan de l'étude	7
Cadre géographique - Historique	9
 SEDIMENTOLOGIE	
I. Aspect général	15
II. Morphométrie des galets	17
III. Morphoscopie des grains de quartz	21
IV. Granulométrie	27
V. Disposition individuelle et collective des galets	31
VI. Les cupules	33
Conclusion à l'étude sédimentologique	34
 PETROGRAPHIE	
I. Etude des catégories pétrographiques rencontrées	36
A. Les roches sédimentaires	39
B. Les roches éruptives plutoniques	44
C. Les roches volcaniques	53
1) Laves et tufs rhyolitiques	53
2) Andésites	53
3) Diabases et spilites	54
4) Comparaison avec les roches volcaniques des Alpes occidentales	58
5) Caractères chimiques	59
Conclusion	60
D. Les roches métamorphiques	61
II. Etude de la composition pétrographique	70
III. Etude des minéraux lourds du ciment	71
Conclusion à l'étude pétrographique	71
 STRUCTURE TECTONIQUE - STRATIGRAPHIE	
I. Structure tectonique	72
II. Stratigraphie	74
 PALEOGEOGRAPHIE	
I. Le bassin de sédimentation	80
II. Le bassin fluviatile	83
III. Evolution générale	88
CONCLUSION	89
Annexes	90
Bibliographie	95

LISTE DES FIGURES

n°		page
1	Les affleurements miocènes des environs de Grenoble. Localisation des stations étudiées lors des comptages pétrographiques.	8
2	Le Miocène dans les massifs subalpins. Limite du Burdigalien. Direction du courant.	11
3	Coupe schématique montrant le passage des faciès conglomératiques aux faciès fins du Miocène.	12
4	a Stratification entrecroisée (Voreppe). b Involutions (Voreppe).	16 16
5	Schéma des éléments mesurés sur un galet.	17
6	Morphométrie des galets. a Tableau des résultats. b Expression des résultats sous forme de courbes cumulatives.	18 19
7	Morphoscopie des grains de quartz. Méthodes de W.C. Krumbein & L.L. Sloss, de K. Eissele et de N.M. Strakhov. Tableau des résultats.	22
8	Morphoscopie des grains de quartz. Méthode de W.C. Krumbein & L.L. Sloss. Courbes de fréquences simples des valeurs de l'arrondissement. Exemples de graphiques obtenus.	23
9	Morphoscopie des grains de quartz. Méthodes de H. Alimen & F. Beucher et de J. Perriaux. a Tableau des résultats. b Graphique des variations des fréquences en fonction de la taille.	24 25
10	Morphoscopie des grains de quartz. Méthode de A. Cailleux & J. Tricart. a Tableau des résultats. b Graphique.	26 26
11	Granulométrie. Courbes cumulatives et indices d'hétérométrie.	29
12	Orientation des galets (Vence - dalles). a Rose des orientations. b Tableau des orientations.	32 32
13	Galet impressionné. Extérieur et coupe.	33
14	Micropegmatite dans microgranite (lame 4793). Photo.	41
15	Micropegmatite généralisée dans microgranite (lame 1 Termier). Photo.	41
16	Microgranite (lame 6964). Photo.	41
17	Analyses chimiques. Tableau des résultats.	45
18	Granite altéré (lame 4791).	47
19	Diorite à deux amphiboles (lame 6968).	47
20	Gabbro altéré (lame 4797).	47
21	Tuf rhyolitique à structure "vitroclastique" (lame 5994).	47
22	Ignimbrite (lame 5997). Photo.	49
23	Ignimbrite (lame 3397). Photo.	49
24	Rhyolite (lame 5995). Photo.	49
25	Orthoclase maclé Baveno (lame 5988). Photo.	49
26	Structure perlitique en "bouton de rose" (lame K.3396). Photo.	51
27	Rhyodacite (ou trachyte ?) à structure vacuolaire (lame 6359). Photo.	51
28	Andésite (lame 6707). Photo.	51
29	Spilite (lame 4795). Photo.	51
30	Laves et conglomérats alpins dans les Alpes occidentales.	55
31	Analyses chimiques. Diagramme K.C.N. de R. Frey.	59
32	Comptages pétrographiques. Représentations cyclographiques des résultats.	64 à 67

n°		page
33	Etude des minéraux lourds, Tableau des résultats en %.	70
34	Structure du synclinal de La Ponta, de Rochepleine au Trou de l'Infernet.	73
35	Coupe montrant la structure du Miocène dans le synclinal de la Placette,	73
36	Base du Miocène au Pont de la Drevenne.	74
37	Colonne stratigraphique de la Formation du Bas-Dauphiné aux environs de N.-D.-de l'Osier.	76
38	Stratigraphie. Carte des formations individualisées, Pendages.	78
39	Corrélations stratigraphiques proposées.	79
40	Schéma de la subsidence dans le temps.	81
41	Bassin de réception. Carte des provenances possibles.	85
42	Essai de reconstitution structurale du bassin fluviatile, à partir d'une coupe actuelle schématique, prise entre le bord ouest de la Chartreuse et le Mont Genève.	86

ANNEXES

--	Composition pétrographique, Tableau des pourcentages totaux de chaque catégorie (nombre) pour chacune des stations.	90
--	Composition pétrographique. Tableau des pourcentages totaux des catégories groupées.	91
--	Résultats de l'analyse palynologique d'un échantillon de lignite.	92
--	Localisation des affleurements étudiés par comptages pétrographiques.	93

INTRODUCTION

Cadre et plan de l'étude

Les faciès conglomératiques de Voreppe s'intègrent dans les séries molassiques qui, de la Provence au bassin viennois, caractérisent l'Oligo-Miocène subalpin.

Il est normal que la présence de plusieurs centaines de mètres de galets à la porte des Alpes ait depuis longtemps posé aux géologues alpins quelques problèmes, qu'ils ont parfois résolus par des hypothèses trop hâtives. S'agissait-il de formations marines, torrentielles ; quels étaient les types pétrographiques présents et dans quelles proportions ; d'où provenaient les galets, de l'Est ou de l'Ouest, et plus précisément de quels massifs, de quelles zones et de quels étages ; quel est leur âge exact, à quel endroit de la série stratigraphique s'intercalent-ils, présentent-ils des subdivisions permettant d'y voir plusieurs niveaux distincts ? Enfin, leur composition pétrographique montre-t-elle un gradient vertical dans les proportions des différentes catégories de roches en présence, de telle sorte qu'elle reflète l'histoire tectonique de la zone d'origine des galets, en superposant dans un ordre inverse les niveaux décapés par l'érosion ?

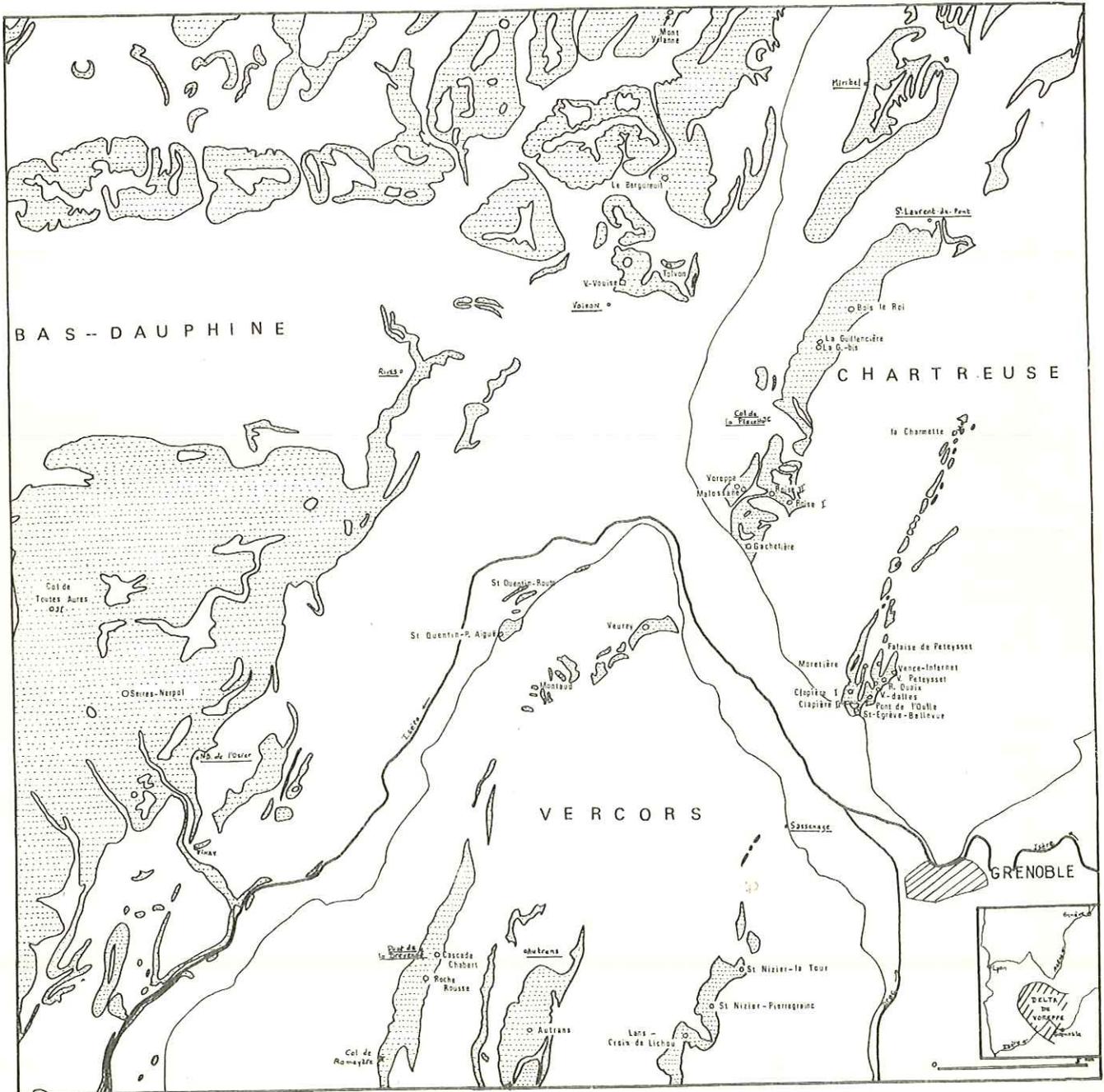
Cette étude est loin d'avoir épuisé ces questions et d'y avoir répondu de manière définitive. Elle n'a souvent fait que reculer les points d'interrogation. Les différentes observations que nous avons faites en employant les méthodes à notre disposition, ont cependant permis de formuler des réponses à certains problèmes posés, même si elles ne correspondent pas toujours aux hypothèses qui paraissaient les plus vraisemblables au départ.

On s'est limité aux faciès conglomératiques, à l'exclusion de la molasse proprement dite, dont la présence est constante à la base de la série et dans le Bas-Dauphiné.

Après un aperçu qui permettra de situer le cadre géographique, historique et stratigraphique des conglomérats étudiés, nous aborderons en une première partie le résultat des méthodes sédimentologiques : granulométrie et morphoscopie du ciment et des galets, disposition des galets, figures de sédimentation. Ces méthodes nous ont permis de conclure sur l'agent de transport et le mode de dépôt - deltaïque - de l'ensemble.

Dans la seconde partie, pétrographique, seront passées en revue les diverses catégories de roches rencontrées. Les galets de lave ont fait l'objet d'une étude plus spéciale. Nous émettrons alors les hypothèses concernant leurs zones d'origine. Des comptages sur le terrain ont permis de déterminer les proportions des différentes roches. Leurs résultats seront exposés en quelques tableaux et au moyen de représentations cyclographiques.

Après quelques pages sur la structure tectonique et sur la stratigraphie possible à l'intérieur du groupe de Voreppe, viendra une esquisse des régions où se sont déposés les conglomérats et du bassin versant ayant alimenté le delta, c'est-à-dire leur paléogéographie au Miocène.



CADRE GEOGRAPHIQUE - HISTORIQUE

Dans la région grenobloise, le Néogène n'est pas connu à l'Est de ce que l'on appelle le "sillon subalpin". Les premiers sédiments miocènes se trouvent dans les synclinaux de La Montagne - col de la Charmette, en Chartreuse, et de St-Nizier - Lans jusqu'à Villard-de-Lans, en Vercors. Il paraît inutile de décrire minutieusement la situation des affleurements ; la fig. 1 qui précède en donne un aperçu général et les cartes géologiques aux 1/80.000e et 1/50.000e, Grenoble - Vizille, les contours.

Des conglomérats s'observent aussi dans ou le long du massif du Vercors, à Autrans, à Veurey, Montaud, St-Quentin et au col de Romeyère. En Chartreuse, les galets s'accumulent en falaises parfois hautes de près de 200 m le long du synclinal de Voreppe, jusqu'à St-Laurent-du-Pont et Miribel.

Les plus grandes surfaces sont en Bas-Dauphiné, notamment les "terres froides" au Nord de Voiron. Mais, comme nous le verrons, les conglomérats occupent une place de moins en moins importante dans la série miocène à mesure que l'on s'éloigne vers l'Ouest : la molasse typique atteint l'Helvétien et les faciès sableux deviennent progressivement prédominants à partir d'une ligne Vinay - La Côte-St-André - La Tour-du-Pin.

Si des galets se montrent encore dans la région lyonnaise (L. DAVID 1963), il ne s'agit pas de la prolongation du delta de Voreppe, mais d'un conglomérat de rivage alimenté directement par les proches falaises du Massif central ou par les torrents en descendant.

HISTORIQUE

Les conglomérats des environs de Grenoble n'avaient jusqu'à présent fait l'objet que de courtes notes. Leur origine avait été soumise à des hypothèses parfois curieuses, telles celle de S. GRAS qui y voyait un immense cône de déjection d'alluvions glaciaires, entassées dans la mer à la suite d'un affaissement général. (1). H. DOUXAMI invoquait aussi des glaciers miocènes pour expliquer le transport depuis les Alpes méridionales de galets de granulite et d'autres types dont l'origine ne pouvait, pour lui, être locale.

Ch. LORY (1861 et 1863) leur attribue une origine essentiellement marine, les niveaux mameux et ligniteux étant les restes de petits étangs temporaires en arrière des plages. Les roches présentes proviennent des Alpes pour ce qui est roches sédimentaires, granites et quartzites (abondants dans les niveaux supérieurs de la série) ; mais les porphyres quartzifères, les jaspes, surtout fréquents dans les couches inférieures et moyennes, ont

(1) Citons une autre opinion (R. BLUM 1840, in P. MACAR 1937-38), selon laquelle la Nagelfluh serait formée des débris, arrondis par frottement les uns sur les autres, de masses rocheuses écroulées lors de la surrection des Alpes. Le frottement, en se poursuivant, aurait impressionné les galets.

Fig. 1 (p.8). Les affleurements miocènes des environs de Grenoble.
Localisation des stations étudiées lors des comptages pétrographiques.

Le contour des affleurements est celui de la feuille GRENoble 1/80.000e, modifié en accord avec la feuille 1/50.000e là où cela a été possible.

été amenés du Massif central : Forez, Beaujolais. L'auteur note la concordance de la molasse avec les couches crétacées qui, au Miocène, formaient donc un fond de mer à peu près plat. Le soulèvement alpin se serait fait par mouvements lents ou saccadés pendant le dépôt même du Miocène, relevant progressivement le bord est du bassin et repoussant la mer à l'Ouest, mouvements se poursuivant encore dans le Pliocène jusqu'à l'émersion complète du Bas-Dauphiné. Il note la structure des conglomérats de La Monta en un synclinal dont le flanc oriental dépasse la verticale, rebroussé par la faille du Néron.

F. FONTANNES dans ses études sur le Tertiaire du bassin du Rhône (1880-81), fournit une liste abondante des fossiles des sables helvétiques dont les éléments siliceux, caractérisant un faciès littoral, proviennent en grande partie, selon lui, de la dénudation des sables et argiles bigarrés éocènes ; les faciès conglomératiques n'ont pas retenu son attention.

W. KILIAN & P. TERMIER (1898) ont souligné la présence de microgranite, de granulite, de porphyre, dont ils ne peuvent préciser l'origine exacte, n'ayant jamais rencontré de roches identiques en place. Ils les considèrent cependant comme alpins, car mêlés à des galets nettement alpins : spilites, quartzites, etc. Sans doute croyaient-ils le réseau hydrographique actuel déjà dessiné au Miocène, car pour expliquer la présence de galets de variolite, ils parlent de remous le long de la côte burdigalienne les amenant du Sud vers le Nord (W. KILIAN 1915). Ces idées sont reprises dans une note (P. TERMIER & W. KILIAN 1918 et 1933) dans laquelle les auteurs exposent les résultats de l'étude microscopique de 36 galets de St-Nizier et Lans : serpentines, aplites et microgranites pouvant provenir du Pelvoux, rhyolites et trachytes à mica noir et pyroxène dont les centres d'émission, permo-houillers, se seraient situés dans Belledonne, le Pelvoux ou encore le Briançonnais (le "Verrucano" comprenant des éléments analogues) et auraient été totalement détruits par l'érosion miocène. "Aucun des galets examinés ne semble venir du Plateau central et l'origine alpine est à peu près certaine pour tous." La grande variété de ces galets, associé aux cailloux sédimentaires extra et intra-alpins et aux débris cristallophylliens ou granitiques, serait la conséquence du développement des dislocations de la chaîne et des progrès de l'érosion à l'époque miocène.

Dans le chapitre concernant le Néogène de leur "Géologie dauphinoise", M. GIGNOUX & L. MORET (1952) évoquent pour la première fois les deltas de fleuves côtiers : les rivages n'étaient pas éloignés des actuels affleurements des synclinaux de la Charmette et de Lans. Au Burdigalien abonderaient les calcaires à silex sénoniens ; le Crétacé supérieur du Dévoluy, les radiolarites du Jurassique supérieur de la zone piémontaise, quelques roches vertes du Mont Genève auraient fourni les niveaux du Vindobonien ; et ce ne serait qu'au Pontien - présent seulement dans le Bas-Dauphiné à partir de Voiron - que l'érosion aurait attaqué le cristallin de Belledonne et du Pelvoux enfin débarrassés de leur couverture sédimentaire.

Un travail sur la constitution du Néogène du Bas-Dauphiné (M. CHAUMONT 1956) propose une double origine, pour les cailloux d'une part, les sables et marnes d'autre part : les premiers viendraient de conglomérats nummulitiques ultradauphinois, les seconds surtout des Schistes lustrés ; ce dernier point en raison de la similitude de leurs chimie, minéralogie générale, minéraux lourds (épidote, grenat, apatite surtout, un peu de sphène, zircon, tourmaline, staurotide, andalousite), de la présence de glaucophane, de chlorite et de phengite. La glauconie caractérise le Miocène marin, la chlorite le Pliocène. Les sables, toujours bien classés, à grains usés et arrondis qu'ils soient marins ou fluviatiles, auraient donc été arrachés à une roche sédimentaire préexistante d'origine marine.

Signalons aussi la thèse sur le Miocène rhodanien de G. DEMARCQ (1962), dont les préoccupations sont surtout stratigraphiques. C'est lui qui fait nettement ressortir les limites du delta de Voreppe aux différentes époques du Miocène. Son étude est intéressante pour nos conglomérats, car elle permet de les situer dans la série régionale.

A la suite des travaux du Colloque sur le Miocène (1958), cet auteur propose de remplacer les étages Aquitaniens (placé de préférence dans le Miocène) et Burdigaliens par le Girondien inférieur et supérieur. L'Helvétien et le Tortonien ne sont pas modifiés et sont groupés en Vindobonien lorsque la rareté des fossiles ne permet pas de les distinguer. Les couches fluvio-lacustres terminales étaient habituellement nommées pontiennes ; ce terme ne devrait toutefois couvrir que les formations littorales et lagunaires de l'Europe orientale, qui sont de la base du Pliocène, c'est-à-dire du Plaisancien. Dans la vallée du Rhône, le début du Pliocène est marqué par une transgression plaisancienne. Le "Pontien" rhodanien se ramène ainsi à un Tortonien sensu lato supérieur.

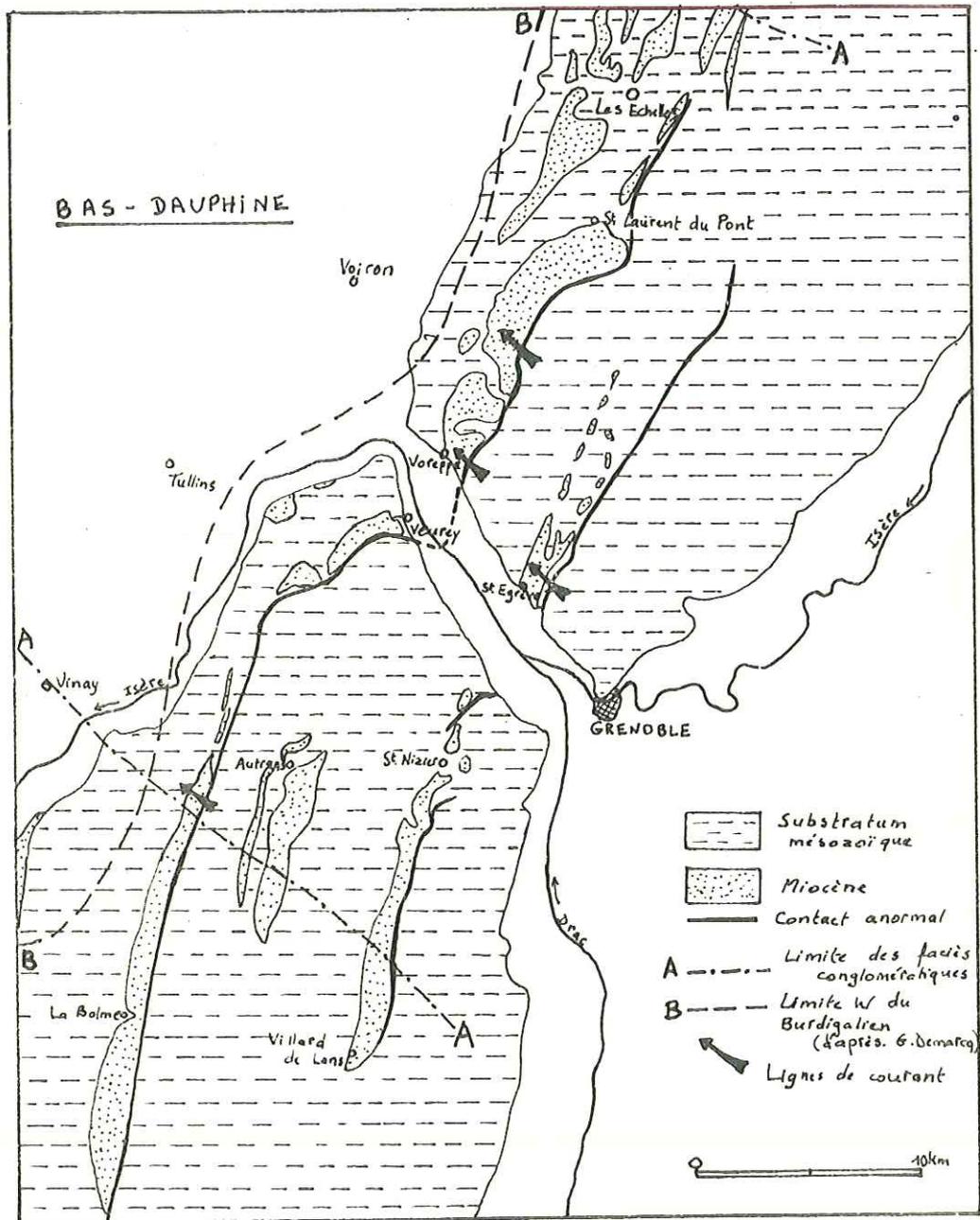


Fig. 2. Le Miocène dans les massifs subalpins. Limite du Burdigalien d'après G. DEMARCO (1962). Direction du courant.

Le Burdigalien, ou Girondien supérieur, est présent (fig. 2) dans le Royans (voir aussi P.R. GIOT 1943-44 ; N. DASARATHI 1965), sous forme de sables, grès, calcaires, plus rarement de conglomérats à galets verdis ; l'épaisseur est variable, de 1 à 30 m. Le même étage affleure, en Vercors, dans les trois synclinaux des Ecouges, de Méaudre-Autrans (voir V. PAQUIER 1904-05 ; J. BELLAMY 1963) et de Lans ; et en Chartreuse dans ceux de la Charmette et de Voreppe. Souvent il comporte, à la base, des galets verdis (glauconie) et le faciès est sablo-gréseux, calcaire lorsque le substratum est fait des lauzes calcaires du Crétacé supérieur (Rencurel) ; les épaisseurs varient de quelques mètres à plus de 50 m.

A l'Helvétien, la mer gagne vers l'Ouest. Au-dessus du Burdigalien se déposent des argiles marneuses (de St-Lattier) dans le secteur sud, sableuses ou conglomératiques vers le Nord. En Bas-Dauphiné apparaît un faciès de marnes argilo-sableuses, d'une épaisseur atteignant 250 m, devenant plus détritique vers le haut de la série. Le reste du Vindobonien est constitué de 400 à 500 m de sables gréseux ou de conglomérats. La série se termine par les conglomérats dits pontiens qui se sont répandus sur tout le Bas-Dauphiné.

Aux approches des massifs subalpins, les marnes sont remplacées par des sables et les sables par des galets. Le Burdigalien peut être déjà partiellement envahi par les conglomérats (synclinal de La Monta). Dans cette épaisse série presque azoïque, la stratigraphie classique n'est plus possible ; les grès, marnes et lignites intercalés sont en gisements lenticulaires, sans valeur stratigraphique précise. Ce n'est que sur les bordures que l'on peut préciser la position des intercalations de conglomérats dans le Miocène classique. Des coupes montrent comment, à partir d'une série entièrement conglomératique, se détache une masse médiane, qui disparaît ensuite en biseau vers l'Ouest ; seule persiste à l'Ouest la nappe des galets "pontiens" dont l'épandage, nous l'avons dit, est très général. G. DEMARCQ a appelé cet ensemble médian "Conglomérats de N.-D.-de l'Osier" (fig. 3).

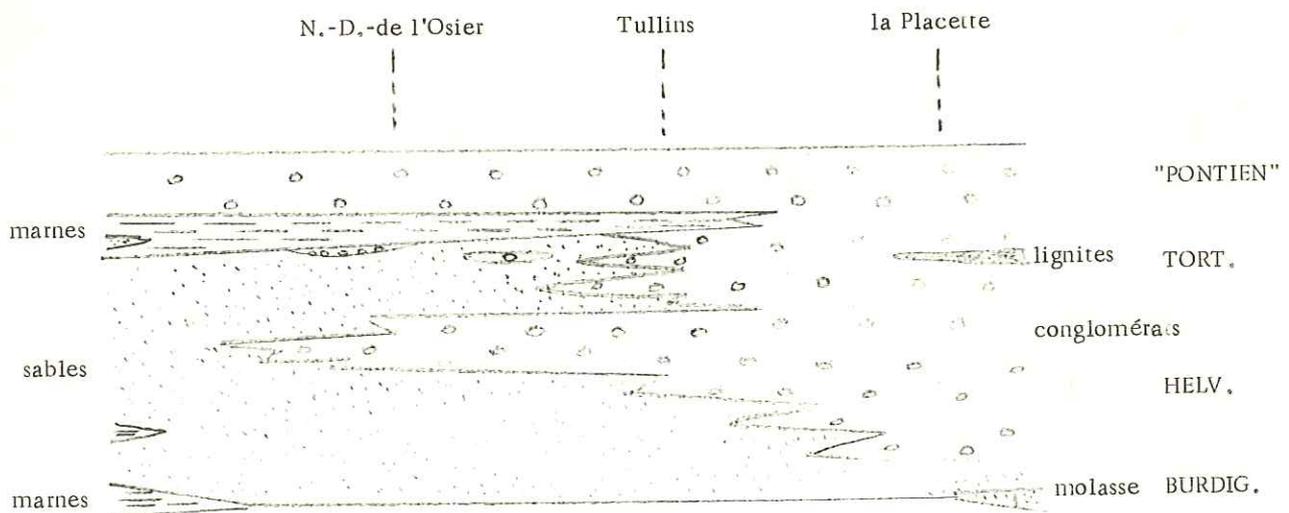


Fig. 3. Coupe schématique montrant le passage des faciès conglomératiques aux faciès fins du Miocène. (d'après G. DEMARCQ 1962).

Les sondages effectués au Sud de La Tour-du-Pin montrent que les galets s'y situent dans la partie supérieure du Vindobonien, se raccordant au niveau "pontien". G. DEMARCQ conclut que les deux masses, en se rejoignant,

gnant, ont formé les conglomérats de Voreppe : l'une, marine, s'insère au milieu du Vindobonien et envahit la série en s'étendant vers le bas et vers le haut ; la seconde, fluvio-lacustre, seulement pontienne au Nord et à l'Ouest, comprendrait également le Tortonien s. str. à l'Est.

Dans une thèse de géographie, Y. BRAVARD (1963) explique l'usure des grains par leur seul transport sur de longues distances et leur reprise sur le littoral par la mer. Il reprend l'hypothèse de Ch. LORY concernant l'origine des galets de porphyres et de jaspes, à rechercher vers le Massif central. En plus de l'Isère, d'autres cours d'eau situés plus au Nord (Roise et Guiers actuels) auraient apporté, suivant une direction E-W, des sédiments que la ligne de rivage se serait chargée de répartir suivant une ligne N-S.

On constate donc, au terme de cet historique, que les auteurs qui ont étudié les conglomérats miocènes des environs de Grenoble se sont en général préoccupés d'un seul de leurs caractères (leur stratigraphie, certains points de leur pétrographie) et qu'en tout cas leur relation avec la paléogéographie - ou les relations entre leur pétrographie et la paléogéographie alpine - n'ont pas été abordées. C'est cette lacune notamment que la présente étude se propose de combler, en même temps qu'elle vise à approfondir quelques aspects essentiels : sédimentologie, pétrographie et, en particulier, la nature des roches volcaniques présentes.

SEDIMENTOLOGIE

La sédimentologie nous permet de répondre à un certain nombre de questions concernant les agents de transport et de dépôt, le sens, la direction et la vitesse du courant, l'éloignement de la zone d'origine des galets. Chaque méthode ne fournit qu'une plus ou moins grande probabilité, mais la convergence des divers résultats vers une même solution mène à une quasi-certitude.

Si les précisions obtenues n'ont en général fait que confirmer les impressions de terrain et les idées le plus couramment admises, nous nous sommes cependant astreinte à suivre rigoureusement les procédés sédimentologiques, de manière à présenter une monographie plus complète de nos conglomérats et, sur certains points, des éléments de comparaison pour des études similaires.

Après quelques mots sur l'aspect général, nous envisagerons successivement la morphométrie des galets, la morphoscopie des grains de quartz du ciment, puis la granulométrie, les dispositions individuelle et collective des galets ; nous terminerons en faisant le point des conceptions sur un caractère considéré longtemps comme spécifique de la molasse : l'empreinte des galets en cupules.

I. ASPECT GENERAL

=====

Au Miocène correspond le plus souvent une topographie molle qu'envahissent les prairies ou une végétation drue, peu propices à l'observation d'une roche en place. Les bons affleurements sont fournis par les coupes artificielles - les talus des routes (St-Nizier/Lans ; Voreppe/col de la Placette ; St-Egrève/Quaix ; St-Egrève/col de la Charmette, etc) - ou naturelles (falaises et berges des ruisseaux et torrents : Roise, Voroise, Vence). Citons comme caractéristiques les "tours" qui se succèdent dans le synclinal de Voreppe entre St-Laurent-du-Pont et le col de la Placette ; celles qui leur font suite près du col de Romeyère. Après un parcours peu penté au début, les ruisseaux qui y coulent plongent en cascades (ruisseau de Roche Rousse : environ 120 m de haut ; la Guillencière : environ 70 m), en général jusqu'à des bancs sableux ou marneux qui forment talus.

La compacité est variable suivant la composition du ciment, plus ou moins calcaire, suivant les enduits calciteux de surface (comme il en existe à St-Nizier), ou au contraire l'action décalcifiante des agents météoriques.

Un granoclassement existe par places, à l'échelle du décimètre.

Des lentilles sableuses, parfois marneuses, sont intercalées à des niveaux indifférents. Leur extension horizontale dépasse rarement les quelques mètres. Dans ces lentilles, tout comme dans les niveaux à granulométrie fine du Burdigalien ou du Vindobonien, on peut observer des lits inclinés ou entrecroisés entre des bancs horizon-

taux (fig. 4 a), des "flute-casts" et même des involutions ("convolute laminations", fig. 4 b), résultant de sortes de courants de turbidité. Ces dernières figures de sédimentation indiquent l'existence d'une pente au fond de l'eau ; il est permis de penser qu'il s'agissait d'une pente locale, marquant par exemple le bord d'une lagune.

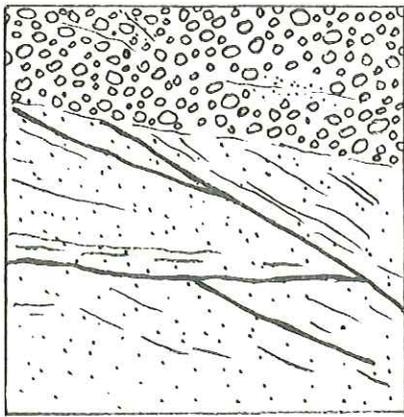


Fig. 4 a. Stratification entrecroisée
(Voreppe)

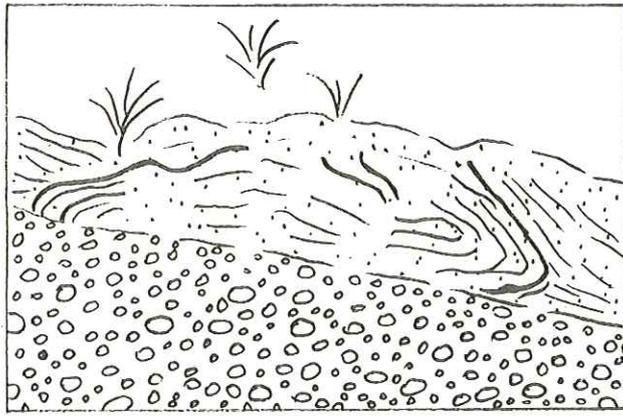


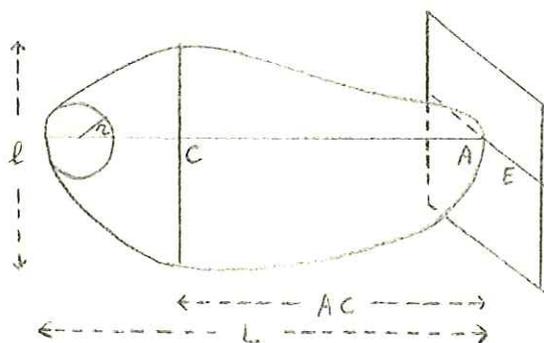
Fig. 4 b. Involutions
(Voreppe)

II. MORPHOMETRIE DES GALETS

A. METHODE DE MESURE ET MODE D'EXPRESSION DES RESULTATS

Les éléments transportés par le vent, la glace ou l'eau seront plus ou moins érodés suivant que l'action subie aura été plus forte et prolongée. Des indices expriment ces forme et usure. Des études (W.C. KRUMBEIN & L.L. SLOSS 1951, N.M. STRAKHOV 1957, A. CAILLEUX & J. TRICART 1963) ont montré que leur valeur moyenne pour une formation donnée est spécifique d'une origine déterminée.

Une centaine de galets de même nature, d'une longueur voisine de 50 mm (longueur pour laquelle la forme est la plus caractéristique), sont prélevés sur un affleurement. Longueur, largeur, épaisseur, dimension AC et rayon r (fig. 5) sont mesurés au pied à coulisse ou à la cible (cercles concentriques gradués).



Longueur L = la plus grande dimension

largeur l = la plus grande dimension perpendiculaire à L

épaisseur E = la plus grande dimension perpendiculaire à L et à l

AC = portion de L comprise entre l'intersection de L et l et le bout du galet le plus éloigné

r = rayon du plus petit arc formé par les bords du galet dans le plan $L-l$.

Fig. 5. Schéma des éléments mesurés sur un galet.

Les valeurs sont notées dans un tableau, sur lequel seront inscrites les valeurs des indices, moyennes, médianes, 1er et 3e quartiles. Histogrammes et courbes cumulatives sont dessinés.

Les trois indices calculés sont :

- l'indice d'aplatissement : $\frac{L + l}{2E} \times 100$
- l'indice de dissymétrie : $\frac{AC}{L} \times 1000$
- l'indice d'émoussé : $\frac{2r}{L} \times 1000$.

Plus la valeur d'un indice est élevée, mieux le caractère représenté est marqué. La mer accentue l'aplatissement ou le bombement des galets, les rend symétriques, émousse leurs arêtes et leurs angles ; les cours d'eau ont une action d'autant plus réduite qu'ils sont moins puissants.

N.M. STRAKHOV propose, pour les galets, une méthode de jugé de la forme en 5 catégories, avec calcul d'un indice de roulage, procédé qui est identique à celui employé par K. EISSELE pour la forme des grains de quartz et que nous avons employé dans ce cas uniquement.

B. AFFLEUREMENTS ETUDIÉS

Cinq études ont été effectuées sur des galets calcaires, chacune avec 100 galets (Lans - Croix de Lichou, St-Nizier - la Tour, Moretière, Roise II, Col de Toutes Aures) et une sur les quartz et les quartzites (Serres-Nerpol). La carte générale de la fig. 1 p. 8 fournit la localisation des affleurements.

C. RESULTATS ET INTERPRETATION (1)

Les tableaux et courbes des fig. 6 a et 6 b donnent les résultats obtenus. La comparaison de ces chiffres avec ceux fournis dans les tables de A. CAILLEUX & J. TRICART (1963) permet de les interpréter.

Gisements	L (mm)	$\frac{L + i}{2E} \times 100$		$\frac{AC}{L} \times 1000$		$\frac{2r}{L} \times 1000$	
		Moyenne	Médiane	Moyenne	Médiane	Moyenne	Médiane
Roise II Calcaires	69	188	180	604	603	414	410
Lans - Croix de Lichou "	52	225	208	574	562	461	462
St-Nizier - La Tour "	50	224	200	575	552	502	484
Moretière "	50	221	205	581	572	494	500
Col de Toutes Aures "	50	224	207	584	575	508	510
Serres-Nerpol Quartz	49	164	162	564	547	465	462
Quartzites	47	167	161	553	540	500	500
Quartz + Quartzites	48	166	162	561	543	478	477

Fig. 6 a. Morphométrie des galets. Tableau des résultats.

(1) En géologie comme dans toutes les sciences naturelles, il est le plus souvent vain de rechercher la rigueur des écarts-types et autres paramètres ou tests statistiques ; les ordres de grandeur fournis par les moyennes, médianes, quartiles, minimum et maximum, suffisent.

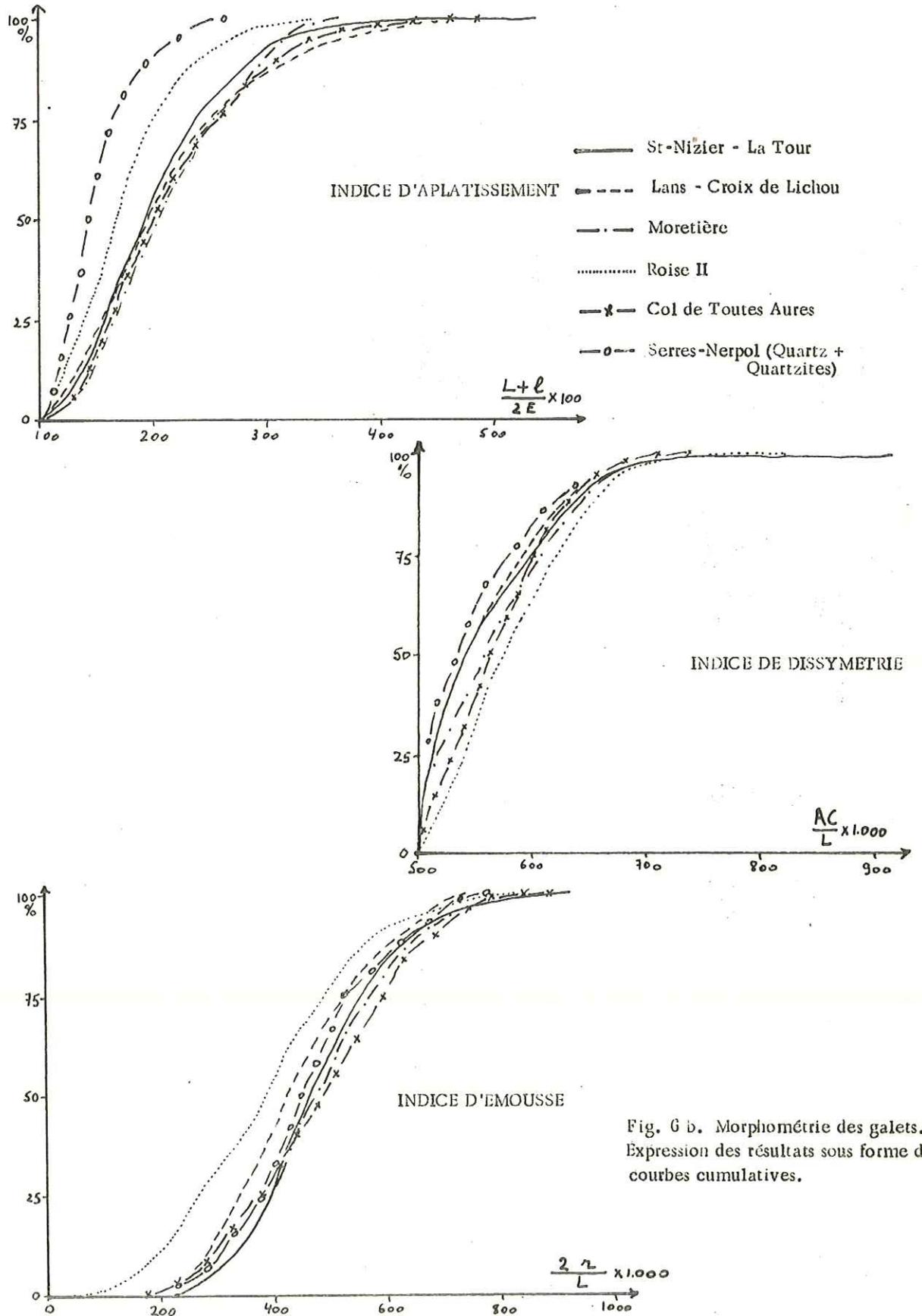


Fig. G b. Morphométrie des galets.
Expression des résultats sous forme de
courbes cumulatives.

Malgré la diversité des niveaux stratigraphiques d'origine, où figure même le "Pontien" réputé continental lacustre, les résultats sont étonnamment semblables. Les galets de calcaires ou de quartz donnent des chiffres concordants,

Les trois indices fournissent chacun une indication concernant l'agent de façonnement:

- aplatissement : indice inférieur à ceux que donne une plage marine, indice fort pour une origine fluviatile.
- dissymétrie : indice intermédiaire entre marin et fluviatile.
- émoussé : indice très fort, plus même que pour une plage marine. L'hypothèse d'un trajet très long ayant engendré une usure importante ne suffit pas pour expliquer la valeur élevée de cet indice ; cependant, il est difficile d'imaginer une action mécanique postérieure au dépôt, action qui aurait altéré la fraîcheur du façonnement.

Les galets sont donc peu aplatis, dissymétriques et très émoussés. L'opinion d'une formation deltaïque est très possible. Cependant les références manquent concernant ces influences.

Pour justifier l'identité des indices du "Pontien" et des autres termes, une hypothèse possible invoquerait la reprise du sommet des conglomérats vindoboniens, qui se seraient déposés une seconde fois, dans le Bas-Dauphiné ; le façonnement deltaïque originel des galets n'aurait pas été modifié par une influence lacustre postérieure moins puissante. Nous préférons cependant n'y voir que le façonnement par un même fleuve, indépendamment du milieu - marin ou lacustre - où se déposaient les alluvions.

III. MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ

=====

Il a paru intéressant de voir si le degré d'usure des grains de la partie fine du sédiment (ou "ciment" molassique) confirmait les premiers résultats obtenus sur les galets. Nous avons étudié les grains de quartz et ceci pour plusieurs raisons : le ciment était consolidé en grès, on ne pouvait désagréger les échantillons au marteau de peur de casser les grains. Seule était utilisable une attaque à l'acide (qui avait aussi l'avantage de nettoyer les grains de l'enduit limonitique parfois présent). Enfin les sables quartzeux étant les plus répandus dans la nature, les données de comparaison abondent à leur sujet ; grâce à leur dureté relative, ils n'acquièrent pas trop rapidement la morphologie particulière au milieu où ils se trouvent et conservent longtemps leurs caractères primitifs s'ils sont soumis à l'action d'un nouvel agent : on a pu ainsi espérer retrouver la trace d'un ancien façonnement des grains, par exemple par le vent durant l'émersion antémioène, grains repris ensuite par les cours d'eau et la mer mioène, comme A. BERSIER (1938) l'a mis en évidence dans les molasses oligocènes du pied oriental du Jura.

A. METHODES DE MESURE ET MODE D'EXPRESSION DES RESULTATS

Après attaque à l'acide, nous avons tamisé sommairement les grains en quatre fractions :

- diamètre supérieur à 1,25 mm
- " compris entre 1,25 et 0,63 mm
- " compris entre 0,63 et 0,315 mm
- " inférieur à 0,315 mm (éliminés).

Les données de la littérature indiquent la dimension voisine de 0,7 mm comme la meilleure pour le repérage d'une influence éolienne et celle de 0,3 mm pour la distinction entre les origines marine ou fluviatile.

Nous avons examiné les grains à la loupe binoculaire. Les caractères analysés par les différents auteurs sont différents dans leur nature ou dans leur division en échelons. Il était bien sûr inutile d'y ajouter encore un nouveau procédé ; aussi avons-nous classé la forme des grains :

- suivant la charte de W.C. KRUMBEIN & L.L. SLOSS (1951) : 5 classes de "roundness" et 4 de "sphericity",
- suivant l'échelle de N.M. STRAKHOV (1957), identique à celle de K. EISSELE (1957) : 5 degrés d'arrondi ("Rundung"),
- suivant les 5 catégories de H. ALIMEN & F. BEUCHER (1960) : arrondi, triangulaire, quadrilatère, polygone, irrégulier,
- suivant les 10 degrés (5 groupes et 3 sous-groupes) de J. PERRIAUX (1961) : non usé (irrégulier, triangulaire, polyédrique), coins arrondis, arrondi, ovoïde et sphérique.

- suivant A. CAILLEUX & J. TRICART (1963) : non usé, émoussé-luisant, rond et mat.

Plusieurs des catégories de ces diverses classifications se recouvrent.

Pourcentages ou médianes suivant les cas ont été notés, des graphiques tracés et des indices calculés :

$$p \text{ ("roulage moyen" de N.M. STRAKHOV)} = \frac{0n_0 + 1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4}{n} : 25$$

où n_0, n_1, n_2, n_3 et n_4 correspondent à la fréquence des grains des différentes classes par ordre croissant de tailles.

Iu (indice d'usure de J. PERRIAUX, qui équivaut au "Rundungsfaktor" de K. EISSELE)

$$= \frac{\% \text{ des grains des groupes AR, Ov et Sph}}{\% \text{ des grains des groupes NU et CA}}$$

B. AFFLEUREMENTS ETUDIÉS

Nous avons choisi 15 échantillons provenant de niveaux stratigraphiques divers, pris dans la partie fine des conglomérats ou dans la molasse sableuse.

C. RESULTATS ET INTERPRETATION

1) d'après W.C. KRUMBEIN & L.L. SLOSS ; K. EISSELE ; N.M. STRAKHOV

Nous avons considéré que "roundness", "Rundung" et "roulage" étaient identiques.
Le tableau de la fig. 7 résume les valeurs obtenues.

Diamètre mm		Krumbein & Sloss		Strakhov	Eissele
		sphericity	roundness	p	"Rundungsfaktor"
0,315	Minimum	,732	,132	4	,0000
	à Moyenne	,772	,201	13	,0077
	Maximum	,804	,380	35	,8625
0,63	Minimum	,700	,383	6	,0087
	à Moyenne	,740	,377	34	,7880
	Maximum	,816	,588	46	2,6710
> 1,25	Moyenne	,702	,497	47	1,9150

Fig. 7. Morphoscopie des grains de quartz. Méthodes de W.C. KRUMBEIN & L.L. SLOSS, de K. EISSELE et de N.M. STRAKHOV. Tableau des résultats.

A la dimension > 1,25 mm, nous n'avons pas examiné assez d'échantillons pour que l'expression des minimums et maximums soit significative.

Il n'existe malheureusement pas de références étoffées auxquelles pourraient être comparés les chiffres obtenus en vue de leur interprétation. Comme beaucoup d'autres, ces caractères ne peuvent - au moins actuellement - servir qu'à l'étude de leurs variations relatives à l'intérieur d'une même série.

La sphéricité ne varie guère avec la largeur des particules (1), à l'inverse de l'arrondissement (ou "roulage") dont la moyenne croît, à partir d'une valeur très faible, en fonction directe de cette dimension. L'examen des graphiques des valeurs de l'arrondissement (fig. 8) fait apparaître trois sortes de tracés:

- décroissance régulière des fréquences avec le degré d'usure, traduisant un arrondissement très faible, en cours de réalisation. C'est le cas presque général des petites dimensions (cas 1).
 - un sommet vers une classe médiane, traduisant la prédominance des particules moyennement arrondies. Ce cas peut se présenter pour les dimensions moyennes ou grandes (cas 2).
- Ces deux sortes de tracés expriment l'augmentation de l'arrondissement avec la dimension. Pour expliquer cela, on peut invoquer le fait que les petites particules, qui d'ailleurs résultent en partie de la cassure des plus grosses, se déplacent en suspension dans l'eau plutôt que par saltation sur le fond et ainsi subissent moins de chocs les unes contre les autres. Nous retrouverons constamment cette influence.
- tracé à deux sommets, l'un vers un arrondissement faible, l'autre vers un arrondissement moyen ou fort. Ce peut être le cas à n'importe quelle dimension (cas 3).

Ce fait correspond à l'observation de deux catégories de grains, sans gradation entre les deux : les uns peu usés, à angles vifs, les autres bien arrondis (quoique souvent recassés). Cela proviendrait soit de la reprise partielle d'un sédiment antérieur mieux roulé, soit d'un mélange contemporain de deux agents d'érosion, par exemple un fluvial ou torrentiel donnant des grains peu usés et un autre marin. La première hypothèse traduit des conditions géographiques plus probables et rend compte du fait qu'il n'y a pas continuité entre les deux sortes de grains. Les lauzes sénoniennes pourraient constituer ce sédiment marin gréseux.

Nous n'avons observé aucune variation systématique de l'usure en fonction de l'origine stratigraphique des grès.

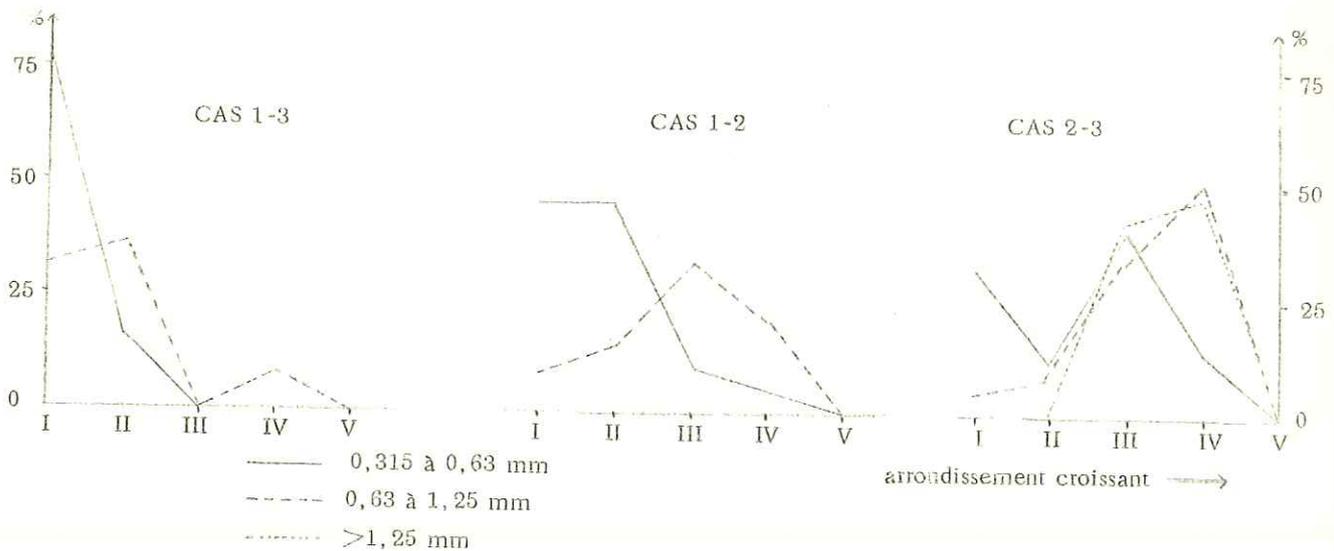


Fig. 8. Morphoscopie des grains de quartz. Méthode de W.C. KRUMBEIN & L.L. SLOSS. Courbes de fréquences simples des valeurs de l'arrondissement. Exemples de graphiques obtenus.

(1) Dans les tamisages, c'est la largeur des grains qui est mesurée.

K. EISSELE note également l'accroissement du degré d'arrondissement avec la taille, ce qu'il considère comme un caractère typiquement fluviatile, et fait la remarque que si la "Rundung" dépend de la longueur du trajet effectué, les conditions ambiantes l'influencent davantage : densité des particules transportées, entraînant leur usure par chocs, conditions tectoniques, déterminant la force de l'érosion, etc.

2) d'après H. ALIMEN & F. BEUCHER ; J. PERRIAUX

La sphéricité et l'arrondissement interviennent indistinctement dans les catégories définies. Celles de H. ALIMEN & F. BEUCHER sont intéressantes pour les grains peu usés, mais trop peu nuancées pour ceux dont l'arrondissement est plus marqué : il n'y a pas de transition entre les particules "polygonaux" aux angles vifs et les "arrondies" dont la forme est au moins ovoïde. J. PERRIAUX supprime les "quadri-latères" et leur adjoint les "coins arrondis", "ovoïdes" et "sphériques". Cela établit une meilleure continuité dans la série et évite le rangement des grains assez émoussés avec les triangulaires ou polygonaux.

Les premiers auteurs fournissent un graphique de comparaison établi pour les éléments de 0,2 à 0,3 mm de diamètre et notent que près d'une embouchure le type fluviatile se maintient, avec seulement une augmentation légère de la fréquence des arrondis.

Nos résultats sont résumés dans le tableau et les graphiques des fig. 9 a et b.

ALIMEN & BEUCHER															
Dimension en mm	Irr			Tr			Qu			Pol			A		
	min	moy	max												
0,315 à 0,63	6	22	30	6	16	26	16	31	42	18	31	48	0	0	12
0,63 à 1,25	2	25	46	0	11	22	15	29	36	17	33	46	0	2	6
plus de 1,25	13			17			22			45			3		

PERRIAUX																									
Dimension en mm	Irr			Tr			Pol			CA			A			Ov			Sph			Iu			
	min	moy	max	min	moy	max	min	moy	max																
0,315 à 0,63	6	22	30	2	14	24				32	47	70	4	16	44	0	0,8	2	0	0,25	2	0	0	0,010	0,042
0,63 à 1,25	2	25	46	0	6	17				8	28	59	13	39	72	0	4	8	0	0,25	2	0	0	0,047	0,087
plus de 1,25	13			4						18			52			11			2			0			0,156

Fig. 9 a. Morphoscopie des grains de quartz. Méthodes de H. ALIMEN & F. BEUCHER et de J. PERRIAUX. (Tableau des résultats (en % pour chaque dimension)).

L'accroissement du degré d'usure en fonction de la largeur des grains se traduit :

- (fig. 9 a) par une diminution du nombre des irréguliers et une augmentation de ceux des polygonaux et des arrondis parallèlement avec l'accroissement de taille ;
- (fig. 9 b) par une diminution des grains non usés (irréguliers, triangulaires, polygonaux) et une augmentation des coins arrondis, des arrondis et des ovoïdes. Corrélativement les indices d'usure croissent avec la dimension.

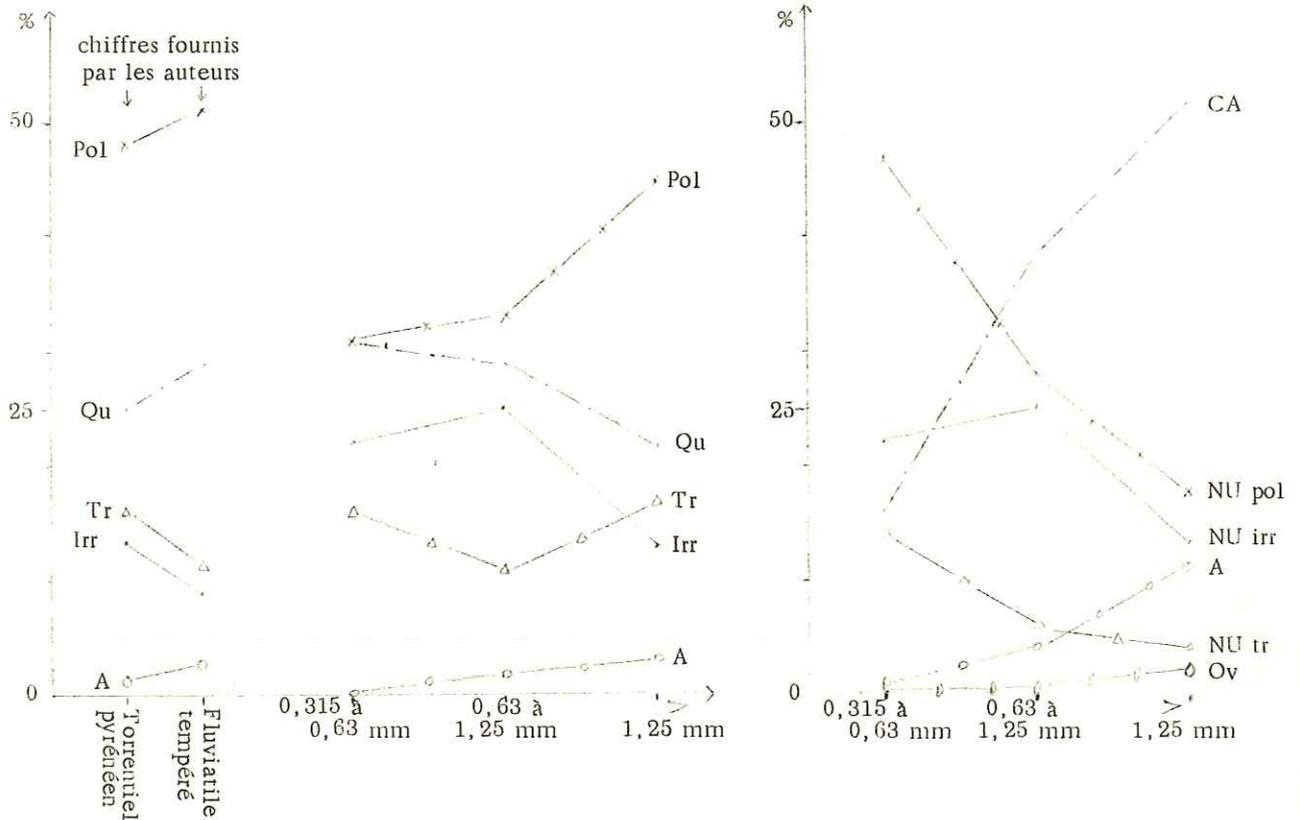


Fig. 9 b. Morphoscopie des grains de quartz. Méthodes de H. ALIMEN & F. BEUCHIER et de J. PERRIAUX. Variation des fréquences en fonction de la taille.

Dans des graphiques comparables à ceux de la fig. 8, mais construits cette fois avec les catégories définies par J. PERRIAUX, nous retrouvons parfois la présence de deux pics qui indiquent une double origine probable : grains de quartz remaniés d'une formation marine grossière et grains transportés pour la première fois.

3) d'après A. CAILLEUX & J. TRICART

Rappelons leur classement des grains d'après des caractères de forme et d'aspect de surface, en NU (non usés, c'est-à-dire à cassures fraîches), EL (émoussés-luisants, c'est-à-dire à angles plus ou moins arrondis et lisses réfléchissant la lumière) et RM (ronds-mats, c'est-à-dire arrondis, à surface constellée d'une multitude de cupules de chocs ; ils sont caractéristiques d'une usure éolienne). Le rapport EL/NU croît avec la longueur du transport fluviale et est plus grand pour les plages marines ; celles-ci donnent surtout des grains luisants franchement arrondis, tandis que les fleuves n'arrivent qu'à des subanguleux.

Nos résultats (fig. 10) ne permettent pas d'affirmer que la mer n'a exercé aucune influence : les auteurs notent en effet que, pour des grains de 0,3 mm, la proportion de 30 à 20 % d'EL indique une usure probable sur plages, mais qu'au-dessous de 20 % (nous avons 17 %) l'hésitation est possible entre plages et fleuves.

Aucun grain RM n'a été observé.

Dimension en mm	NU (%)			EL (%)		
	min	moy	max	min	moy	max
0,315 à 0,63	56	83	96	4	17	44
0,63 à 1,25	52	63	82	18	37	48
1,25		35			65	

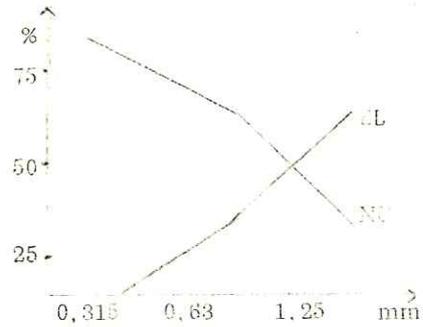


Fig. 10. Morphoscopie des grains de quartz. Méthode de A. CALLEUX & J. TRICART.

a. Tableau des résultats,

b. Graphique.

Conclusions

Toutes les méthodes utilisées concernant l'aspect des grains de quartz indiquent une usure caractéristique d'un milieu aquatique, fluvial le plus souvent. Aucune trace d'éolisation n'est décelable.

Il semble que soient représentées deux catégories différentes de grains, sans discontinuité entre elles, l'une comprenant des grains aux cassures fraîches, l'autre des grains bien arrondis, éventuellement recassés, qui pourraient provenir du remaniement d'une formation marine grossière.

Nous n'avons pas trouvé, à ce point de vue, de différences significatives entre les niveaux stratigraphiques.

IV. GRANULOMETRIE

=====

Une formation consolidée telle que notre conglomérat ne permet évidemment pas les méthodes granulométriques classiques de tamisage et de triage à la main. Il était cependant utile d'obtenir les renseignements que cette étude peut donner : genre de transport (dimensions des particules, hétérogénéité de ces dimensions), vitesse du transport (dimensions des particules), diversité éventuelle des origines (dans ce cas, paliers dans les courbes). La difficulté résidait non seulement dans la consolidation des conglomérats, mais aussi, comme nous le verrons, dans leur hétérométrie. De ce fait l'étude granulométrique est restée fragmentaire.

A. METHODES DE MESURE ET MODE D'EXPRESSION DES RESULTATS

1) La méthode linéaire (A. CAILLEUX & J. TRICART 1963) consiste à tracer une droite sur l'affleurement et à mesurer pour chaque galet intersecté sa longueur apparente L_s et la longueur m de l'intersection. On considère que la L_s est une bonne approximation de la largeur réelle l du galet (qui est la dimension mesurée par le tamisage) et les m une approximation du volume total correspondant à chaque largeur (au tamisage ce volume est remplacé par le poids ; volume et poids donnent des valeurs du même ordre, les variations de densité des roches étant faibles ; les deux méthodes, granulométrie classique par tamisage et granulométrie par la méthode linéaire, donnent des résultats comparables).

Des histogrammes et des courbes cumulatives sont ensuite tracés à partir des pourcentages obtenus ; ils montrent les variations de fréquence en fonction des dimensions.

L'histogramme permet de déceler la présence éventuelle de plusieurs sources d'apports (histogrammes pluri-modaux) traduite par plusieurs maximums. La pente de la courbe cumulative exprime l'hétérométrie, c'est-à-dire le tri du sédiment : une gamme étendue de dimensions, allant des très gros éléments aux fins, donne une courbe tendant vers l'horizontale. Plusieurs indices ont été proposés pour caractériser cette pente : le $Qd\phi$ de W.C. KRUMBEIN (pente de la courbe entre le 1er et le 3e quartile), l'indice d'hétérométrie (Hé) de A. CAILLEUX & J. TRICART (pente de la courbe dans sa portion la plus raide et sur un intervalle de fréquences de 25 %), le Sorting index de TRASK ($S_o =$ racine carrée de Q_1/Q_3). Ces trois principaux indices sont voisins ou mathématiquement liés. Les données de référence sont nombreuses dans la littérature (voir surtout A. CAILLEUX & J. TRICART 1963), car ces indices sont couramment employés. Un dernier indice est le coefficient d'asymétrie ($= Q_1 \times Q_3 / Md^2$) ; sa valeur est supérieure à 1 que le classement est meilleur dans les fins et inversement.

La méthode linéaire a une précision suffisante pour les galets sensu stricto, c'est-à-dire pour les particules dépassant 2 cm ; elle permet de situer la part de ces éléments dans l'ensemble de la formation. Mais cette limite inférieure de 20 mm est gênante : souvent moins des 25 % du sédiment sont mesurés et interviennent dans la courbe, qui n'est alors guère utilisable.

2) Pour tenter de remédier à cette difficulté, nous avons mis à l'essai l'analyseur de dimensions de particules (T.G.Z. 3 de Zeiss). Cet appareil travaille sur photos d'affleurements. Le principe en est le suivant : une lentille concentre l'image d'une source lumineuse ; grâce à un diaphragme réglable, la surface de cette image est rendue équivalente à celle de l'élément à mesurer ; des compteurs totalisent chaque catégorie de dimensions. Simple et rapide, cette méthode permet de compter plusieurs centaines de particules en moins d'une demi-heure. Les valeurs obtenues se placent sur les courbes ou histogrammes habituels.

Des agrandissements différents auraient dû permettre de mesurer toute la gamme des dimensions d'un affleurement. Nous avons utilisé les échelles 1/10e et grandeur nature. Mais pour pouvoir traduire les deux séries de fréquences sur une même courbe, il faut trouver une unité commune. D'autre part, s'il est possible de comparer entre elles, dans leur allure et leur pente, les courbes ainsi obtenues, il n'est pas possible de les comparer aux valeurs de référence citées par A. CAILLEUX & J. TRICART ; ces valeurs concernent toujours des sédiments étudiés dans leur totalité, c'est-à-dire où l'on tient compte de la proportion d'éléments non mesurés (parce que trop petits ou trop grands). Les essais pour ramener les diamètres mesurés à la surface totale se révélèrent vains, car trop sujets à erreur.

3) Nous avons alors appliqué la méthode linéaire aux agrandissements photographiques déjà utilisés dans la méthode précédente. Les opérations sont semblables à celles employées sur le terrain, aux échelles et outils près. En cumulant les surfaces, nous avons essayé de synthétiser en une seule les deux courbes obtenues (échelles 1/10e et grandeur nature).

4) A la suite de R. TRUMPY & A. BERSIER (1954), pour chaque station étudiée au point de vue pétrographique, nous avons calculé avec d'heureux résultats, un indice granulométrique relatif u :

$$u = \frac{n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4}{n_1 + n_2 + n_3 + n_4}$$

où n_1, n_2, n_3, n_4 sont les nombres de galets appartenant aux classes 1, 2, 3, 4 de grandeurs choisies (voir plus loin : étude de la composition pétrographique).

L'indice u "représente la classe de grandeur moyenne des galets d'une station. Il est purement relatif, dépend des classes choisies et ne permet que de comparer la granulométrie des stations entre elles". Il chiffre donc, de manière relative, la plus ou moins grande grossièreté du sédiment, en déterminant dans quelle classe et dans quelle fraction de cette classe tend à se trouver la majorité des galets étudiés.

B. AFFLEUREMENTS ETUDIÉS

On a appliqué à 3 affleurements la méthode linéaire : St-Nizier - la Tour, la Guillencièrre et le Bergureuil. Chaque fois 3 m de long, ce qui a donné respectivement 85, 100 et 90 galets.

L'analyse de dimensions de particules au moyen du T.G.Z.3 a porté sur 4 affleurements : Voreppe, Vence - Peteyssat, Vence - dalles et Pont de l'Oulle ; chaque fois ont été effectuées 2 études sur agrandissements photographiques, l'un en grandeur nature, l'autre au 1/10e (couvrant des surfaces d'affleurement d'environ 0,052 et 5,2 m²) ; à l'échelle du 1/10e, un millier de galets étaient mesurables.

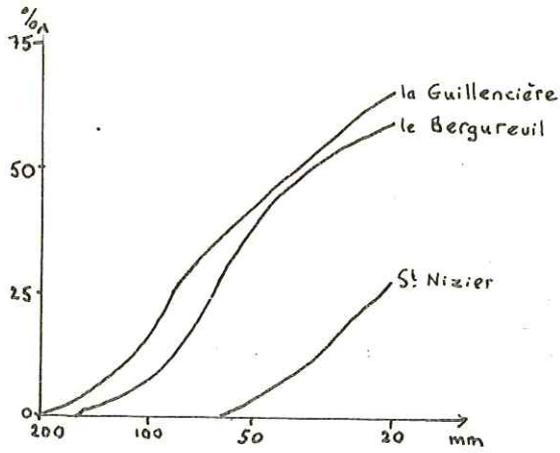
Les 4 derniers affleurements furent également étudiés par la méthode linéaire appliquée aux agrandissements photographiques.

C. RESULTATS ET INTERPRETATION

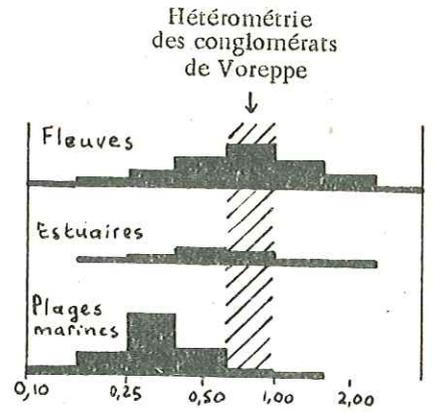
Nous donnons en fig. 11 les diverses courbes cumulatives que nous pouvons commenter ainsi.

A St-Nizier (fig. 11 a), la fraction grossière du sédiment, supérieure à 20 mm, ne correspond qu'à une fréquence de moins de 30 % et aucun indice ne peut être calculé. Au Bergureuil et à la Guillencièrre, la fraction mesurable du sédiment a une fréquence de 60 % environ et on a pu calculer les indices Hé : ils sont respectivement égaux à 0,96 (Guillencièrre) et 0,67 (Bergureuil), ce qui est parfaitement caractéristique des milieux fluviaux ou estuariens.

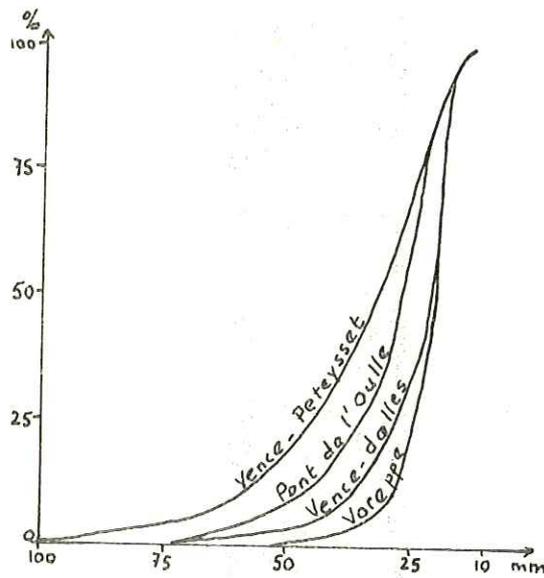
Les histogrammes obtenus au moyen de l'analyseur de dimensions de particules présentent une allure régulière en cloche, caractéristique de la répartition unimodale due à une influence unique. La régularité des courbes cumulatives (fig. 11 b) exprime le même fait.



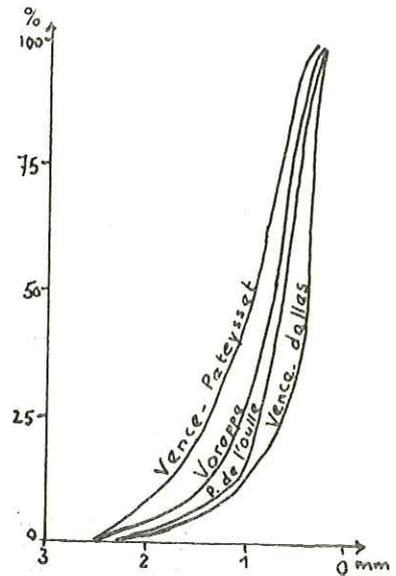
a) Méthode linéaire



d) Indices d'hétérométrie de Cailleux

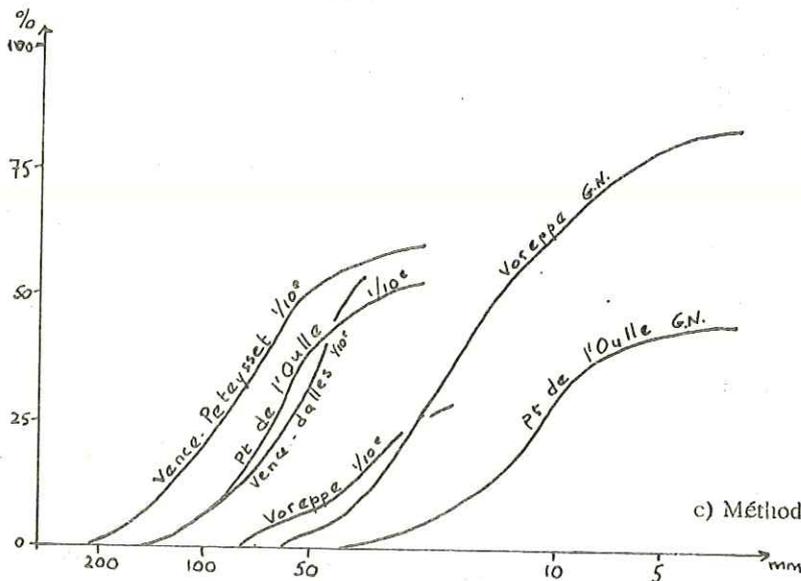


sur photos au 1/10e



sur photos G.N.

b) T.G.Z.3. Comptage exponentiel



c) Méthode linéaire sur photos

Fig. 11. Granulométrie. Courbes cumulatives. Indices d'hétérométrie.

Les pentes des courbes dérivant de la méthode linéaire sur photos (fig. 11 c) sont du même ordre que celles de la fig. 11 a (méthode linéaire sur affleurements).

En raison du faible nombre des mesures du paramètre $H\phi$, on ne peut pas déduire de variation d'ordre stratigraphique ou géographique parmi les affleurements. L'hétérométrie exprimée par la pente des courbes granulométriques ne change pas entre des affleurements qui contiennent des galets de grosseurs différentes en moyenne ; la courbe se déplace vers la gauche ou vers la droite et seule la médiane varie. Les valeurs obtenues pour les affleurements étudiés sont comprises dans une tranche allant de 0,59 à 0,96 (fig. 11 d) ; elles sont plus caractéristiques d'un milieu fluvial ou estuarien que marin.

Les valeurs de l'indice μ signifient que les galets étudiés appartiennent en moyenne à la classe de 30 à 75 mm. Ces valeurs (qui sont indiquées dans le tableau en annexe p. 3) sont intéressantes à deux points de vue :
 - elles expliquent des variations dans la composition pétrographique, certaines catégories étant relativement plus fréquentes aux petites ou au contraire aux grandes dimensions,
 - elles montrent quelques différences d'ordre stratigraphique. Nous aurons l'occasion de reparler de ces deux points dans les chapitres suivants.

Vitesse du courant : les plus gros galets mesurés lors de cette étude granulométrique atteignaient une longueur apparente de 19,5 cm ; nous en avons rencontré cependant qui mesureraient jusqu'à une trentaine de centimètres. La vitesse nécessaire au courant pour transporter des éléments de cette dernière dimension serait de l'ordre de 2,5 m/sec (vitesse de fond). Des vitesses de 2 m/sec peuvent facilement déplacer des galets d'une quarantaine de mètres (médiane par exemple de la Guillecière).

A titre de comparaison, citons les chiffres suivants (M. PARDE 1925) :

		vitesse m/sec	vitesse m/sec
Rhône	Pyrimont (Suisse)	1,40	jusqu'à 3,20
	Tournon	1,40	
	Le Pouzin	1,70 à 2	jusqu'à 4 ou 4,5
Durance	Rousset		au moins 5
	Sisteron		jusqu'à 8 ou 10
	Mirabeau		crue ordinaire : 2 ou 2,5
		eaux moyennes (surface)	crues

Concluons en disant que, si la consolidation des dépôts miocènes en conglomérats n'a pas rendu possible une étude granulométrique exhaustive, elle a permis cependant d'y voir la marque d'un unique agent, ici un fleuve, dont la compétence peut se rapprocher de celle du Rhône supérieur ou moyen, ou encore d'une Durance en période de crues moyennes.

V. DISPOSITION INDIVIDUELLE ET COLLECTIVE DES GALETS

Par l'observation de la disposition des galets, nous avons essayé de déterminer la direction du courant. Deux voies d'approche s'offraient : la mesure de l'orientation individuelle des galets et l'observation de leur disposition collective, c'est-à-dire de leur type de stratification. Sont indispensables, soit des coupes transversales ou longitudinales par rapport à la direction du courant, soit des affleurements découvrant le plan de stratification des couches. Hélas, les unes et les autres sont rares.

Le degré d'inclinaison des galets dans le plan de stratification est un bon indice du sens du courant et de l'agent de dépôt, marin ou fluvial ; mais les conditions d'affleurement étaient telles qu'il ne nous fut pas possible de l'étudier de manière approfondie.

A. DISPOSITION COLLECTIVE OU TYPE DE STRATIFICATION

La stratification est soulignée par des niveaux fins, le plus souvent sableux ; en leur absence, il est difficile de déchiffrer son allure à partir du seul alignement des galets. Sur les falaises et là où le pendage est subhorizontal, les couches montrent un litage incliné ou entrecroisé ; incliné lorsque la coupe est oblique ou parallèle au courant, entrecroisé si elle lui est perpendiculaire. Dans ce dernier cas, on peut donc déterminer quelle était la direction du courant.

L'observation la plus spectaculaire se fait à la Guillencière : la direction est de $130^\circ - 310^\circ$ (si la coupe est bien perpendiculaire au sens du courant, ce qui est probable car le chenal est très profond) ; cette direction est transversale aux axes des plis actuels des massifs subalpins. A la Gachetière et dans le synclinal de Romeyère, la direction est similaire. Dans le synclinal de La Monta, le plongement des couches est très fort ; le plus souvent les affleurements découvrent le plan de stratification ou coupent les couches obliquement. Quelques chenaux sont cependant visibles (par exemple au Pont de l'Oulle) ; leur direction est aussi d'environ $130^\circ - 310^\circ$.

B. DISPOSITION INDIVIDUELLE

L'observation du plan de stratification des couches a précisément rendu possible une mesure de l'orientation des galets : celle-ci se définit par l'azimut de la longueur des galets ; comme nous travaillions sur des conglomérats, nous avons considéré l'azimut de la L_s , longueur apparente en section.

Affleurement étudié : Vence - dalles.

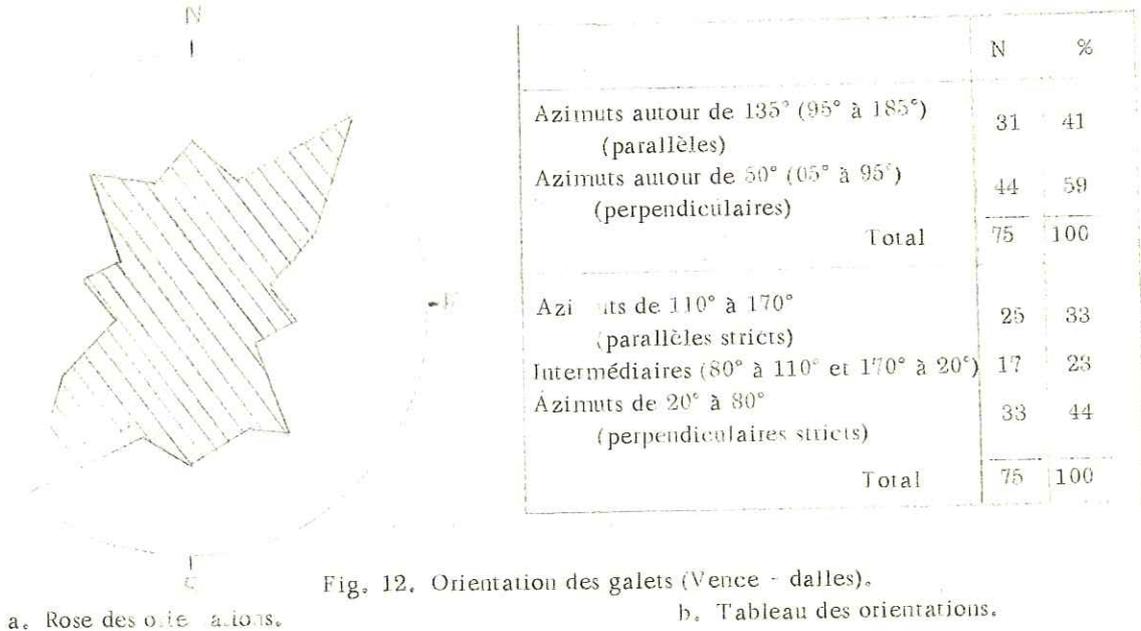
Orientations ramenées dans un plan horizontal, mesurées à la boussole.

Valeurs corrigées sur le canevas de Wülf en fonction du pendage et de la direction du plan de stratification.

Nombre de galets mesurés : 75.

La rose de la fig. 12 a résumé les résultats obtenus. L'azimut le plus fréquent est de $50^\circ - 230^\circ$. Le second maximum se situe vers $135^\circ - 315^\circ$, c'est-à-dire lui est perpendiculaire. On sait que la majorité des galets s'allon-

ge perpendiculairement à la direction du mouvement d'un cours d'eau, mais qu'une fraction importante se dirige parallèlement à elle. De la disposition observée on peut conclure à une direction d'environ 140° - 320°.



Dans le tableau de la fig. 12 b, on voit que 59 % des galets ont une orientation perpendiculaire à la direction de 135° (44 % à strictement parler, c'est-à-dire si on fait intervenir une classe intermédiaire entre galets d'allongement perpendiculaire et parallèle à la direction du courant).

La netteté de l'orientation est soumise à l'influence de plusieurs facteurs :

- finesse ou grossièreté du fond : constitué ici de galets, ce fond explique le faible écart qui sépare les fréquences des deux orientations.
- longueur des galets (ici L_s , longueur apparente). A Vence - dalles il existe une corrélation positive entre cette L_s et la netteté de l'orientation, quoique peu marquée :

L_s (mm)	40	60	80	100	120
perpendiculaires (en %) (05° à 95°)	57	67	57	75	33

- l'allongement des galets L_s/l_s (longueur en section sur largeur en section) : la corrélation est positive également. A Vence - dalles, cette influence est nette jusqu'à une valeur de l'allongement égale à 1,80 :

L_s/l_s	1,20	1,40	1,60	1,80
perpendiculaires (en %) (05° à 95°)	33	50	80	80

L'observation générale de l'inclinaison des gros galets allongés, ainsi que des arguments de corrélation de faciès (les apports conglomératiques diminuent en effet de l'Est vers l'Ouest pour faire place à des faciès de plus en plus fins) fournissent le sens du courant. Le fleuve miocène coulait du SE vers le NW, donc suivant une direction parallèle à celle que suit l'Isère actuelle dans sa cluse (fig. 2 p. 12).

VI. LES CUPULES

=====

Diverses théories, appuyées sur des expériences d'apparence convaincante, ont essayé d'expliquer le phénomène des cupules d'impression. On a long temps considéré les cupules comme particulières à la molasse grossière, à la Nagelluh ; elles y sont très fréquentes, mais n'en sont pas spécifiques.

Un galet pénètre dans un autre contigu, y créant une "cupule" d'aspect arrondi, plus ou moins profonde, dont le fond est souvent strié et tapissé de produits noirâtres.

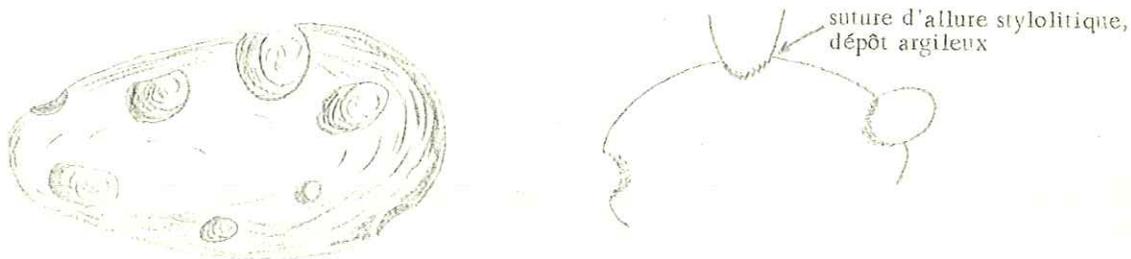


Fig. 13. Galet impressionné. Extérieur et coupe.

- Sont impressionnés de préférence les galets calcaires, mais aussi des roches plus dures : silice, radiolarites, quartzites.
- Un galet peut porter plusieurs cupules et en même temps impressionner un galet voisin.
- On en connaît d'âges les plus divers, du Cambrien au Quaternaire.
- Les contours nets des cupules indiquent non une déformation, mais un départ de matière.
- Le caillou impressionnant de suite d'autre modification que celles nécessaires à une intrication étroite des surfaces en contact. Au microscope la ligne de contact est irrégulière, d'allure stylolitique.
- Les cupules se forment sur les faces supérieures, inférieures ou même latérales.

Ch. LORY (1861 et 1863), influencé par les idées du temps selon lesquelles des déformations à l'état solide n'étaient pas possibles, invoquait, plutôt que la dissolution par des ménisques d'eau acide, la pression du galet le plus résistant sous le poids des couches sus-jacentes, combinée au ramollissement des cailloux longtemps immergés.

Ainsi deux opinions s'affrontent : action chimique ou mécanique ; la combinaison des deux fournit probablement la solution. F. MACAR (1937-38) et P. E. KUENEN (1942-43) font chacun de leur côté le point des idées. Nos propres observations et expériences rejoignent leurs conclusions.

Action chimique : si les galets sont entièrement recouverts d'eau acide, leur surface entière sera dissoute. A. DAUBREE (1857) fait appel à la capillarité pour réduire l'action de la dissolution aux points de contact entre galets ; il réalise une expérience en ce sens. Mais il faut aussi que la substance dissoute soit chassée du contact ; sinon elle formerait une croûte. De plus, cela suppose que l'empreinte ait lieu lorsque les conglomerats se trouvaient au-dessus du niveau hydrostatique, c'est-à-dire durant une période d'émergence ancienne ou bien très récemment.

A l'appui de l'hypothèse chimique se trouvent les dépôts noirâtres qui garnissent souvent le fond de la cupule : ils seraient le résidu argileux et ferrugineux de la dissolution (A. HEIM 1919).

Mais s'il y a dissolution lorsque le sédiment est entièrement formé, grains fins du ciment compris, on est obligé de faire appel à une pression, ne fût-ce que pour maintenir en contact les galets en voie de dissolution.

Pression : on l'a recherchée dans des sortes de trépidations tectoniques, dans des glaciers ou coulées de boue. BISHOP (1855 in P. MACAR) presse du quartz sur du marbre et y crée des empreintes ; le plus souvent cependant, quand on applique une pression sur deux cailloux, ils se cassent sans s'interpénétrer.

Action chimique et pression : pour H.C. SORBY (1863 in P. MACAR), la dissolution agirait aux points de contact, dans une eau stagnante, en solution saturée, sous l'action de la pression : la solubilité augmente en effet avec la pression, car le volume de la solution est en général inférieur au volume du solvant ajouté à celui du corps à dissoudre. La pression est plus forte aux points de contact entre galets qu'entre galets et grains du ciment. Cela est donc une application du principe de RIECKE. Les produits de dissolution iraient se cristalliser dans les espaces compris entre les galets.

Si les cupules peuvent apparaître sur toutes les faces du caillou, même obliques, celui-ci doit être maintenu par une pression statique supérieure à celle constituée par le simple poids des couches sus-jacentes.

La dissolution agit de façon sélective sur un des deux galets en présence. Très souvent celui qui reste intact est de nature moins soluble (quartz ou granite dans calcaire, par exemple). Mais, les deux cailloux pouvant être de nature identique, d'autres facteurs doivent jouer également, rayon de courbure plus petit, grain plus fin pour le galet impressionnant. Il reste néanmoins à expliquer pourquoi tous les conglomérats et tous les galets d'un même conglomérat ne montrent pas des cupules ; quels facteurs déterminants étaient absents : degré de pression, etc ?

On peut donc retenir l'action de deux éléments : dissolution et pression, la dissolution agissant sur le galet impressionné au point privilégié où la pression est maximum, le contact avec le galet impressionnant.

CONCLUSION A L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

=====

Les différents caractères de formes, dimensions et disposition des galets ou des grains de sable, révèlent un agent d'érosion et un mode de dépôt tantôt fluvial, tantôt marin, tantôt intermédiaires ; on peut raisonnablement évoquer un milieu deltaïque.

Quelques grains de quartz, anciennement bien arrondis mais recassés, paraissent provenir du remaniement d'une formation marine.

Certains niveaux stratigraphiques paraissent relativement plus fins que d'autres (nous verrons qu'il s'agit des niveaux inférieurs).

Le cours du fleuve miocène n'était pas torrentueux, mais avait peut-être l'allure d'un Rhône moyen ou d'une Durance en crue, toutes questions de régime étant écartées. Sa direction, au moins dans sa portion "subalpine", était SE - NW. Les divagations de son lit ont pu entraîner des variations dans la granulométrie du sédiment, qui est fonction de la compétence des eaux en chaque point.

Les cupules visibles sur de nombreux galets se sont formées sous l'action d'une dissolution appliquée préférentiellement aux points de pression maximum.

PETROGRAPHIE

L'idée que les galets présents dans les conglomérats miocènes provenaient des Alpes et des Alpes seulement ne s'est fait jour que progressivement ; la diversité des roches, dont plusieurs n'étaient pas (et ne sont toujours pas) connues à l'auparavant, en avait fait rapprocher certaines - jaspes et porphyres - du Massif central. Dès W. KILIAN et P. TERMIER l'origine uniquement alpine ne fait cependant plus de doute. Après les observations de quelques auteurs signalant Crétacé supérieur, radiolarites, spilites, roches vertes s'apparentant à celles du Mont Genève (variolites), leur étude de quelques galets particulièrement remarquables est la première à être faite sur lames minces ; ils citent aplite, aplite - pegmatite, microgranite, rhyolite, trachyte, tuf, serpentine, granulite. Ces coupes feront l'objet d'une étude parallèle à celle des roches que nous avons recueillies.

On pensait aussi que des variations progressives de la composition pétrographique le long des niveaux stratigraphiques pourraient être le reflet d'émersions successives provoquant l'érosion dans le bassin versant, à la manière en somme d'un "orogénomètre" (1) dauphinois.

Nous examinerons successivement :

- les diverses catégories de roches rencontrées et leur origine possible : roches sédimentaires, éruptives profondes, volcaniques et métamorphiques,
- la méthode d'étude de la composition pétrographique : comptages sur le terrain et mode d'expression des résultats,
- les résultats d'une étude des minéraux lourds présents dans le ciment des conglomérats.

(1) Terme créé par F. SACCO (1936) à propos des conglomérats oligo-miocènes de Turin.

I. ETUDE DES CATEGORIES PETROGRAPHIQUES RENCONTREES

Lors des comptages sur le terrain, nous avons réparti les galets entre les catégories suivantes :

calcaire cryptocristallin, mameux bistre	
calcaire mameux noir	radiolarites
calcaire cristallin, microlithographique, clair (ex. Urgonien, Sénonien, ...)	quartz, quartzites
calcaire détritique plus ou moins grossier, gris (ex. Valanginien supérieur, ...)	granites
silex	gneiss et autres roches métamorphiques litées "roches vertes"
grès	laves
conglomérats	spilites
brèches	

Les faciès rares étaient notés et décrits séparément. La détermination précise de leur nature, et par là même de leur origine, présente de l'intérêt non seulement pour les roches les plus communes, mais aussi pour celles dont la rareté n'est due qu'à l'extension réduite ou à l'éloignement de leur zone d'affleurement, dont la présence devait permettre de délimiter avec plus de précision le bassin versant.

Plusieurs types de roches ont pu être reconnus avec certitude à l'oeil nu ou à la loupe ; d'autres ont demandé soit seulement une confirmation, soit leur détermination grâce à d'autres procédés : 79 lames minces ont été taillées, 39 de roches sédimentaires et 40 de roches cristallines (s'y sont ajoutées 41 lames de P. TERMIER & W. KILIAN ou d'autres origines ; nous n'avons malheureusement pas pu retrouver trace des échantillons correspondant aux lames de P. TERMIER). Les laves ont mérité une étude approfondie. Les analyses chimiques ou spectrographiques ont porté sur 16 échantillons.

A. LES ROCHES SEDIMENTAIRES

La classification adoptée est celle de l'Essai de Nomenclature des Roches Sédimentaires (Chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel 1961). Nous partirons d'un strict point de vue pétrographique, qui permettra de classer même les lames azoïques ; les positions stratigraphiques indiquées par les fossiles ou les faciès seront mentionnées au fur et à mesure.

1) Calcaïlites (1)

a) Calcaire cryptocristallin (lames 6348, 6715, 6980, 6983).

Age : Kiméridgien supérieur (Saccocoma alpina, Globochaete alpina Lombard, pas de calpionella.)

b) Calcaire argileux (lames 6350, 6356) gris ou noir, à zones partiellement silicifiées.

Age : le faciès fait penser au Valanginien à silex noirs de la Chartreuse.

(1) "Terme général désignant les catégories des roches calcaires dont la taille des particules ne dépasse pas celle d'une lutite (moins de 64 μ)".

- c) Calcaire silteux (lames 6351, 6353, 6358) gris ou gris brun, à particules de calcaire, quartz, muscovite, glauconie et oxydes de fer.
Age : aucune indication précise.
- d) Autres calcilutites : calcaire à silice probablement d'origine organique, de faciès rappelant le Jurassique supérieur (L.M. 6352) ; calcaire verdâtre peut-être hauterivien (6343) ; calcaire blanc zoné du Crétacé supérieur (L.M. 6345 : radiolaires, spongiaires, Globigérinidés, Coenosphaera).

2) Calcarénites (2)

- a) Calcaire sableux (lames 6341, 6354, 6355) rouge, jaune ou gris, à grain variable et ciment calcaire microgranulaire.
Age : la composition (L.M. 6354 : andésine, en plus des calcaires et quartz) permet de rapprocher certain d'un faciès calcaire fin des grès du Champsaur ; un autre (L.M. 6341 : Amphistegina, Cristellaria) peut-être du Crétacé supérieur.
- b) Autres calcarénites (lames 6339, 6346, 6710, 6712) : roches diverses, de grain fin à grossier, à dater du Valanginien (faciès bicolore du Fontanil) ou du Sénonien (faciès lité du Dévoluy) ; Amphistegina, Eponididés, Valvulinidés, avec Lépidorbitoïdés et Orbitoïdés remaniés.

3) Calcaires divers

- a) Calcaire bioclastique de l'Urgo-Barrémien (L.M. 6349 : Orbitolinopsis flandrini, Massilina), de l'Eocène (L.M. 6357 : Assilina, Asterocyclina, Discocyclina, Nummulites) ou d'un Oligocène élevé (L.M. 6344 : Lepidocyclina, Discocyclina, Nummulites).
- b) Calcaire pseudobrêchique (L.M. 6347) à éléments calcaires cryptocristallins.
Age : Kiméridgien supérieur (Saccocoma alpina, pas de calpionelles).
- c) Calcaire silicifié (L.M. 6360) bioclastique, à ciment siliceux.
Age : Urgo-Barrémien (milioles, Orbitolinopsis, épigénisés).

4) Grès, conglomérats, brèches

- a) Grès (lames 6976, 6979, 6981) divers, à éléments quartzo-calcaires (L.M. 6981, Crétacé supérieur : Globotruncana stuarti), ou plus variés avec plagioclase, muscovite et chlorite (L.M. 6976, grès du Champsaur ?).
- b) Microconglomérat (L.M. 6709) lie de vin, sans calcaire, à granules et grains de feldspath (60 %, feldspath potassique et andésine) et de quartz (35 %) provenant de la destruction d'une même roche (les deux s'interpénètrent dans un même grain).
Age : aucune indication.
- c) Microbrèche (lames 6342, 6711) à quartz corrodé, feldspath, mica, magnétite, élément pyroclastique ; à rapprocher des grès du Champsaur.
- d) Conglomérats (lames 6713, 6977, 6978, 6982) très divers, faits entièrement d'éléments calcaires (graveleux, cryptocristallin, bioclastique) ou avec quartz.

(1) "Terme général désignant les roches calcaires, meubles ou consolidées par un ciment, formées essentiellement d'éléments accumulés. La taille des grains est comprise entre 64 μ et 2 mm".

Age : du Valanginien (Trocholines ; calpionelles remaniées) au Crétacé supérieur (Rotalia, Globotruncana stuarti).

- e) Brèches (lames 6973, 6975), mono ou polygéniques, à éléments de calcaire, silex, quartz.
Age : aucune indication.

5) Roches siliceuses diverses

- a) Radiolarite (lame 6714) : chert rouge veiné de vert à structure pseudobrèche ; radiolaires altérés.
b) Chert (lame 6703) rouge brique montrant des microstructures fibroradiées (sphérolites) de calcédoine soulignées d'aiguilles d'oligiste limonitisée. Ce pourrait être un ancien niveau oolitique ferrugineux silicifié (Sérolitique).

6) Roches déterminées en échantillons

Outre des roches semblables à celles qui viennent d'être citées, ont été reconnus avec certitude :

- conglomérat plus ou moins grossier du "Verrucano" permien briançonnais,
- calcaires marneux de l'Hauterivien et du Barrémien,
- calcaire cristallin clair de l'Urgonien,
- lauze et calcaire à silex du Sénonien dauphinois,
- calcaire blanc zonné, parfois à silex, du Sénonien du Dévoluy,
- conglomérat calcaire à pectinidés du Burdigalien.

Certaines déterminations n'ont cependant qu'un caractère de plus ou moins grande probabilité : grès houiller, grès du Trias inférieur, conglomérat genre Lias calcaire de Laffrey (avec fragment de bélemnite), calcaire noir du Lias, brèche à éléments dolomitiques du Trias ou du Dogger briançonnais, grès et conglomérat du Flysch des Aiguilles d'Arves.

Ont été recueillis également des quartzites non métamorphiques, du quartz (filonien), des radiolarites rouges et vertes, certaines associées à des nodules ronds siliceux grisâtres, des silex de toutes teintes, des calcaires à silex divers.

Conclusion : origines possibles

La gamme des roches sédimentaires couvre une large part de l'échelle stratigraphique de la zone externe.

Le Tertiaire est représenté par les conglomérats à pectinidés du Burdigalien et par les grès du Champsaur.

Calcaires à silex, lauzes, calcaires détritiques ou lités, conglomérats : le Sénonien dauphinois et celui du Dévoluy ont largement alimenté le delta. Ces galets sont parmi les plus gros rencontrés. Soulignons la présence presque fréquente du Crétacé supérieur type Dévoluy. Le bassin versant comprenait également Urgonien, Barrémien, Néocomien (mames hauteriviennes, calcaires détritiques valanginiens), Jurassique supérieur (calcaires cryptocristallins, argileux). Les faciès sont identiques à ceux des massifs subalpins voisins.

Des silex abondants sont surtout connus dans le Sénonien (calcaire à silex du Vercors, de la Chartreuse, du Dévoluy) ; il en existe également dans le Valanginien (silex noirs de la Grande Sure, Chartreuse), plus rarement dans l'Urgonien et le Tithonique.

La présence de niveaux de la zone externe inférieurs au Malm n'est pas certaine.

Quant aux zones internes, la série stratigraphique atteinte commence, pour les roches sédimentaires, au Permien briançonnais : le "Verrucano". Les quartzites viennent du Trias et la pseudobrèche du Malm de la

même zone. Les calcaires nummulitiques peuvent se rapprocher des niveaux calcaires du Flysch ultradauphinois des Aiguilles d'Arves.

Les radiolarites pourraient être des roches associées aux ophiolites piémontaises. On en connaît également dans le Crétacé ultradauphinois (écaillés de Soleil-Boeuf, S. BEUF 1959). L'hypothèse d'une origine double des silex est plausible : d'un côté les assises crétacées subalpines, source exclusive des gros galets, et de l'autre des niveaux internes, notamment jurassiques, subbriançonnais, briançonnais ou piémontais, donnant une bonne part des petits silex, de teintes peu communes dans le Sénonien.

En résumé, les roches sédimentaires nous indiquent que l'érosion a atteint des couches allant au moins du Miocène inférieur au Jurassique supérieur pour la zone externe, du Nummulitique au Permien pour les zones internes ; géographiquement des massifs constitués de roches semblables à celles des massifs calcaires subalpins, du Champsaur, des zones ultradauphinoise, subbriançonnaise, briançonnaise et piémontaise.

B. LES ROCHES ERUPTIVES PLUTONIQUES

1) Granites - pegmatites

La plupart des granites s'identifiaient sur le terrain même comme pouvant provenir du massif du Pelvoux :

- granite blanc orienté à muscovite et chlorite,
- granite blanc orienté à biotite seule,
- granite rose à muscovite,
- granite porphyroïde rose à 2 micas,
- granite très orienté à chlorite et nodules micacés.

Le grain est moyen à grossier. L'altération météorique peut aller jusqu'à une arénisation poussée.

Plusieurs lames minces taillées dans des galets dont la détermination était incertaine, ont en outre révélé des granites extrêmement altérés (lames 4791, 6704, 6705) :

L. M. 4791 (échantillon recueilli à Voreppe - Gachetière) (fig. 10 p.47)

Roche de teinte vert clair à vermicules vert foncé,

Au microscope : ancienne structure grenue.

Nombreux quartz globulaires d'allure corrodée à extinction onduleuse.

Feldspaths complètement altérés en une pâte salie par des oxydes de fer.

Ferro-magnésiens : fragments de biotites décolorées avec sphène dans les clivages. Plages d'amphibole brune.

Chlorite, zoisite (en remplacement d'anciens ferro-magnésiens ?).

Muscovite, séricite ; apatite.

Les R. X. ont confirmé cette composition.

L'allure corrodée des quartz et l'extrême altération des feldspaths transformés en une sorte de pâte argileuse et sériciteuse ont fait hésiter entre une nature granitique ou granophyrique.

La lame 6705 comporte des biotites très rouges.

La lame 6972 montre un granite aplitique à biotite et muscovite ; la lame 6909 une roche très cataclasee à quartz, microcline, oligoclase, anciens micas (?), pouvant être un granite ou un gneiss migmatitique.

Citons encore une pegmatite à quartz, feldspaths roses, quelques micas ; des granites fins aplitiques.

2) Microgranites

Nous pouvons y faire quatre catégories :

- la première correspond à un microgranite rose à ferro-magnésiens verts, micropegmatite (lames 4793, K. 2139 à 41, K. 3384 à 87, K. 3398, K. 3400 à 08) ;
- la deuxième comprend des roches rouge sombre, avec quartz et feldspaths blancs en phénocristaux (lames 6964, K. 3394, K. 3389) ;
- des microgranites gris à quartz onduleux ou feldspaths altérés (albite à la limite de l'oligoclase, orthose et microcline) composent la troisième classe (lames 5996, 5991) ;
- dans la quatrième se trouvent divers microgranites à pâte sombre et gros phénocristaux de feldspaths (lame 6970 : microcline et albite).

L.M. 4793 (échantillon provenant de Voreppe - Gachetière) (photo fig. 13) .

Roche rose à rouge clair avec ferro-magnésiens verts.

Au microscope : structure microgrenue,

Quartz en grands cristaux à extinction franche ; micropegmatite autour des plagioclases.

Feldspaths : microcline perthitique plus ou moins altéré,

plagioclase : albite ou oligoclase.

Biotites presque entièrement chloritisées, avec sphène et fer dans les clivages ; zircons et auréoles pléochroïques.

Quelques épidotes ; oxydes de fer.

Les différentes lames de P. TERMIER & W. KILIAN montrent aussi une micropegmatite développée (photo fig. 15 p. 41), parfois de l'orthose, des plagioclases, plus ou moins altérés parfois poecilites, des chlorites néoformées.

L.M. 6964 (échantillon provenant de la Guillencière) (photo fig. 16) .

Roche rouge sombre massive, à aspect de tuf et phénocristaux pouvant atteindre les 2-3 mm.

Au microscope : structure microgrenue porphyrique.

Phénocristaux : quartz corrodé, morcelé, à extinction onduleuse, à inclusions (plagioclases),

feldspaths : microcline ($2V = -77^\circ$) altéré, poecilite, et plagioclase : albite An 5.

Pâte : quartz et feldspaths.

Oxydes de fer (magnétite), associés à des épidotes.

La structure peut être très fine, presque microlitique (K. 3394) ; ces roches proviennent de la dévitrification de rhyolites. La pâte peut comporter des paillettes de chlorite (lames K. 3389, K. 3394).

3) Roches grenues ou microgrenues basiques

a) Diorites

Il s'agit de roches de compositions différentes :

- une ancienne diorite micacée (L.M. Termier 8), à plagioclases (andésine probable) réduits en purée, chlorites et oxydes de fer, vraisemblablement en remplacement de biotites.
- une ancienne diorite quartzique, paradiorite (L.M. 4799), à quartz de cristallisation secondaire, fantômes de ferro-magnésiens transformés en chlorite, oxydes de fer et quartz, plagioclases réduits en purée à allure de pâte microlitique, sphène, épidote, zircon. Les paramètres dérivant de l'analyse chimique sont : II, '4, 5, 5 cf. tableau des analyses chimiques fig. 17 p. 45). La valeur II du paramètre p la rapproche fortement des gabros quartziques. La teneur médiocre de barylites est due au faible pourcentage de chaux ($c = 48$), mais d'oxyde ferreux et de magnésie ($fm = 21$, $mg = 0,37$). La potasse manque totalement.
- une diorite fortement cataclasée (lame 4800), à quartz rare, plagioclase altéré et cassé (oligoclase $2V = +83 \pm 90^\circ$), fantômes d'amphibole, chlorite, épidote, calcite, oxydes de fer.

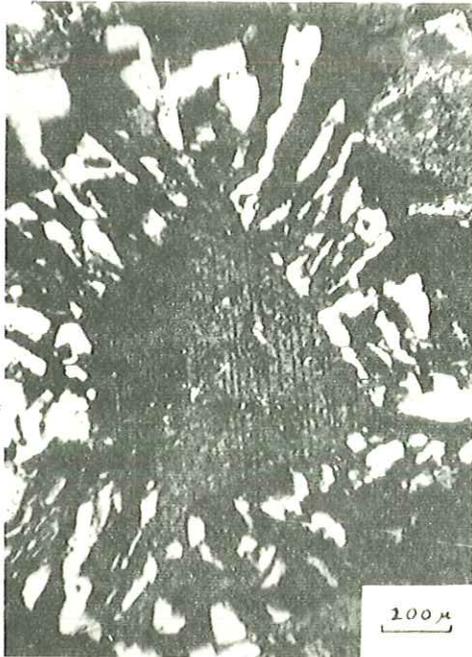


Fig. 14. Microgranite (LM 4793).
Micropegmatite autour d'un cristal
de plagioclase. Lum. anal.

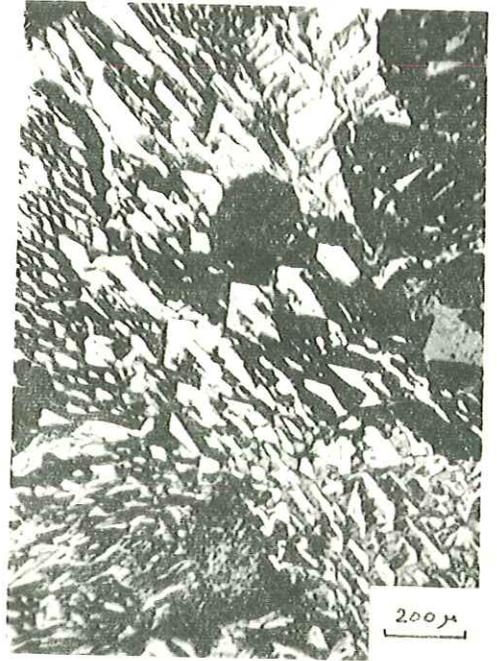


Fig. 15. Microgranite (LM 1 Termier).
Micropegmatite graphique généra-
lisée. Lum. anal.

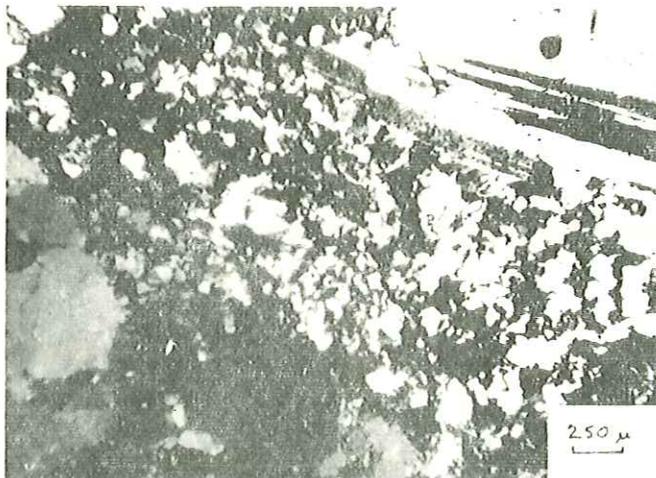


Fig. 16. Microgranite (LM 6964).
Grand cristal d'albite ; amas de
quartz onduleux. Pâte typique-
ment microgrenue. Lum. anal.

- une diorite à amphiboles (lame 6968) :

L.M. 6968 (échantillon recueilli à Voreppe - Gacherière) (fig. 19 p.47)

Roche à texture fine de couleur verte ponctuée de bleu sombre et de jaune.

Au microscope : nombreux cristaux allongés altérés en brun, indéterminables, bordés de plagioclase frais de néo-formation ; oligoclase.

Ferro-magnésiens ; amphiboles (hornblende commune à pléochroïsme dans les verts et bruns, semblant épigénisées partiellement, en bordure et suivant les clivages, en une amphibole sodique, pléochroïque dans les bleus : l'angle d'extinction ($\alpha =$ environ 24°) est trop fort pour le glaucophane et la riebeckite. Il pourrait s'agir d'une arfvedsonite ($2V = +74^\circ$ à -76°). Mais l'allongement s'avère négatif. Sans doute n'y a-t-il donc que de la hornblende à pléochroïsme anormal.

Epidote ; ilménite.

b) Gabbros

Les gabbros reconnus ont presque tous subi des transformations qui les ont soit serpentinisés, soit altérés au point qu'on puisse hésiter, au microscope, à identifier une ancienne roche grenue ou une lave à pâte en voie de dévitrification et altérée.

Nous avons :

- gabbro à diallage,
- gabbro serpentinisé, à diallage également,
- gabbro altéré (lame 4797) :

L.M. 4797 (échantillon recueilli à la Guillencièrre) (fig. 20 p.47)

Roche vert clair à taches noires de ferro-magnésiens.

Au microscope : structure résiduelle, anciennement grenue.

Quartz désagrégé ou secondaire.

Plagioclase très altéré, transformé en une sorte de pâte séricito-chloriteuse.

Fantômes de ferro-magnésiens (pyroxène ou olivine) transformés en chlorite ou serpentine.

Sphène ; ilménite.

Filonnets de quartz et chlorite.

L'analyse chimique (cf. tableau de la fig. 17 p. 45) montre une composition de gabbro vrai (-). Les paramètres sont : (II)III, 5, 5, 4. L'état d'altération des minéraux permet l'appellation de paragabbro.

Conclusion : origines possibles

Les granites les plus courants sont à feldspaths blancs et biotite chloritisée, identiques à ceux du Pelvoux. Leur abondance relative et surtout les grandes dimensions des galets qu'ils forment appuient l'idée d'une telle origine proche. La plupart des autres échantillons peuvent se rattacher à des faciès locaux du même massif : ainsi le granite à feldspaths roses au granite du Rochail, les granites fins à des faciès de bordure, etc.

On ne peut écarter cependant avec une complète certitude la possibilité d'origines différentes, que ce soient les granites des Rousses (qui toutefois sont nettement plus protogneissifiés), de Belledonne (le chonolite de Livet n'a qu'une maigre surface d'affleurement, il ne comporte, en fait de micas, que de rares muscovites), du massif des Sept-Laux (les granites des Sept-Laux et de St-Colomban, celui-ci à feldspaths fortement altérés) (1). Les biotites rouges d'un granite très altéré ne font pas penser au Pelvoux.

Les microgranites proviennent-ils également de faciès de bordure de ce massif ? P. TERMIER déjà n'avait pu en mettre aucun en parallèle avec un affleurement connu. Nous rattacherons à certaines rhyolites les gros galets de microgranites qui se confondent avec elles en échantillons et qui sont le résultat de leur évolution par dévitrification.

(1) P. GIRAUD 1952 ; P. BERTHET 1957 ; D. DONDEY 1960).

Sur la provenance des diorites rien ne peut être avancé. La diorite à hornblende verte et bleue serait analogue, macroscopiquement, à certaines roches basiques du massif de Belledonne.

Enfin si des gabbros serpentinisés affleurent dans le rameau interne de Belledonne et du Taillefer (1), les gabbros à diallage présentent une ressemblance avec ceux des zones internes (ophiolites de la zone des Schistes lustrés). En la matière, des analogies même frappantes ne peuvent pas permettre d'affirmations.

Les analyses chimiques ne rendent aucun rapprochement possible.

En résumé : - Pelvoux certain pour la majorité des granites,
- autres massifs cristallins externes non prouvés,
- ophiolites piémontaises possibles.

C. LES ROCHES VOLCANIQUES

Sur les 34 roches volcaniques étudiées, 24 sont des laves ou tufs acides, d'aspect frais ; les autres sont des laves ou tufs andésitiques, des spilites et des variolites.

1) Laves et tufs rhyolitiques

D'après les résultats des analyses chimiques (voir tableau fig. 17), nous pouvons distinguer un groupe potassique ou sodi-potassique et un groupe sodique. Nous ne décrivons en détail que quelques laves prises comme types.

a) Laves et tufs acides potassiques ou sodi-potassiques

Les 11 roches classées dans ce groupe ont le plus souvent une teinte rouge sombre et des phénocristaux de quartz, feldspaths roses et ferro-magnésiens noirs. Toutes ont une teneur élevée en silice (si = 483 à 329) et comportent des phénocristaux de feldspaths sodi-potassiques, ce qui se traduit par les paramètres $r = 1$ à $1'$ et $s = 2'$ à 3.

L.M. 5988 (échantillon recueilli à la Guillencière) (photo fig. 25 p.49)

Au microscope : structure microlitique porphyrique entièrement dévitrifiée.

Quartz automorphe corrodé.

Feldspaths : les plus altérés sont des orthoclases maclés Baveno (il s'agirait de microcline anorthose, car $2V = -60^\circ$ à -66°). Plagioclases altérés : oligoclase An 15 à 25.

Vitreuse à l'origine, la pâte est cryptocristalline, fine et régulière ; elle comporte : petits quartz et microlites de feldspath, séricite, chlorite, calcite, traces d'épidote et d'apatite.

Les paramètres dérivant de l'analyse chimique sont égaux à 1, 3, 1, 2' ; cette lave doit porter le nom de rhyolite alcaline potassique.

L.M. 4790 (échantillon recueilli à St-Quentin - Pierre Aiguë)

Au microscope : structure ignimbritique, début de structure cérébroïde.

Quartz corrodé et morcelé, légèrement onduleux.

Feldspaths : orthoclase non maclé : il semble qu'il s'agisse de microcline anorthose ou sodique ;

plagioclase : andésine An 37 à 44, maclée albite ou albite-péricline.

Anciens ferro-magnésiens chloritisés et quelques paillettes de biotite très foncée.

Les cristaux de quartz et de feldspath sont souvent éclatés.

La pâte est vitreuse pour une grande part ; elle moule les cristaux. Elle comporte des agrégats de quartz de cristallisation secondaire et des fragments sombres à baguettes de plagioclase et oxydes de fer, dont la structure est microlitique fluidale.

Quelques cristaux d'épidote (zoisite), de chlorite et de calcite.

Les proportions du verre et des phénocristaux, établies au compteur de points, sont les suivantes :

(1) G. CHOUBERT 1936 ; J. SARROT-REYNAULD 1961 ; Cl. BORDET 1957 ; R. MICHEL & G. VEROLLET 1961 ; F. CARME 1965 b.

N° L.M.	5988	4790	4792	5990	5992	4801	5995	5994	5989	4798	4796	6359	6359	4799	4797
N° analyse	89	88	102	118	104	161	91	96	90	100	recalc.	116	recalc.	103	110
SiO ₂	75,08	73,96	67,35	69,80	69,10	65,15	67,30	66,80	70,50	52,30	43,20	68,35	59,95	55,40	42,30
Al ₂ O ₃	13,75	13,85	15,35	14,25	15,45	15,55	15,70	15,55	15,25	15,70	17,10	14,70	18,80	16,90	19,75
Fe ₂ O ₃	0,50	0,50	1,65	2,50	1,10	3,70	2,35	3,40	0,65	5,60	6,10	3,30	4,30	3,40	3,55
FeO	0,75	1,30	1,35	0,69	2,10	2,35	1,30	0,70	2,20	2,60	2,80	1,30	1,65	2,45	5,50
MnO	tr.	tr.	0,38	0,10	0,05	0,15	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10	0,10	0,15	0,05	0,15
MgO	0,45	1,05	1,15	1,25	1,40	1,60	1,50	1,00	1,40	4,90	5,35	1,35	1,70	1,80	4,00
CaO	0,30	0,50	0,90	0,50	0,65	0,60	1,05	1,40	0,90	6,15	6,70	0,30	1,15	15,05	16,75
Na ₂ O	1,95	2,60	2,50	3,00	4,60	5,00	3,95	4,85	4,30	3,45	3,75	5,20	6,65	0,60	0,25
K ₂ O	5,70	4,85	6,10	5,10	2,90	3,05	3,70	3,30	1,95	0,75	0,80	2,10	2,70	0,00	0,05
TiO ₂	0,10	0,15	0,35	0,40	0,50	0,60	0,65	0,65	0,40	1,45	1,60	0,70	0,90	0,40	1,40
P ₂ O ₅	0,15	0,10	0,25	0,15	0,20	0,25	0,25	0,25	0,15	0,55	0,60	0,25	0,30	0,20	0,35
H ₂ O +	0,65	0,80	1,35	1,30	1,30	1,50	1,55	1,35	1,75	5,65	6,15	1,00	1,30	4,15	5,80
H ₂ O -	0,25	0,25	0,30	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,40	0,70	0,75	0,20	0,25	0,20	0,35
Total	99,40	99,85	99,46	99,50	99,60	99,75	99,60	99,55	99,40	99,90	100,00	99,65	100,00	100,60	100,20
Σ F	3,08	6,76	7,69	7,37	8,61	11,76	8,78	7,97	8,57	24,18	26,23	9,68	12,03	24,42	35,59
Paramètres	1, 3,	1', 3',	1', 4,	1', (3)4,	1', '4,	(H), 4	1', '4,	1', 4,	1', 3',	H, 4(5)	H, 5,	I(H), 4,	I(H), '5,	II, '4,	(H)H, 5,
CIPW-Lacroix	1, 2'	1, 3	1', (2)3	1, 3	1', 4	1, 4	1(2), (3)4	(1)2, 4	(1)2, 4	3', (4)5	3', (4)5	(1)2, 4	1(2), 4	5, 5	5, 4
Nom	rhyol.	rhyol.	rhyol.	rhyol.	rhyol.	rhyol.	rhyol.	rhyol.	rhyol.	dacite	andés.	rhyol.	trach.	dior.	gabbro
Paramètres si	483	445	329	414	333	275	312	303	356	157	133	314	216	163	98
Niggli															
al	32	45	44	50	44	38,5	43	41	45	28	26	40	40	29	27
fm	11	20	21	27	23	30	24	21	22	41	41	27	26	21	31
c	2	3	5	3	3	3	5	7	5	20	20	4	4	48	42
alc	35	31	31	20	30	29	28	31	27	11	11	29	29	2	1
ti	0,4	1	1,2	1,8	1,7	2,5	2	2	0,5	3,2	3,3	2,5	2,4	0,9	2,5
p	0,4	0,3	0,6	0,4	0,3	0,5	0,5	1	0,3	0,7	0,7	0,6	0,4	0,2	0,3
k	0,66	0,55	0,60	0,95	0,30	0,28	0,37	0,31	0,23	0,12	0,12	0,21	0,21	-	0,20
mg	0,41	0,61	0,41	0,41	0,45	0,34	0,44	0,32	0,47	0,54	0,54	0,35	0,35	0,37	0,45
Paramètres SAT	45	41	30	35	32	26	31	27	39	15	5	30	7,5	32	6
lung-Brousse	9	11	13	13	14	17	15	12	15,5	31	33	13	17,5	28	42
COL	99	97	95	99	96	98	94	90	93	57	56	93	81	11	5
FELDS	68	56	62	54	31	30	39	32	24	13	12	22	26	0	21
POT															
Orth./Plagio	2,00	1,20	1,40	1,12	0,42	0,41	0,57	0,42	0,22	0,08	0,08	0,25	0,26	-	0,01
Orth./albite	2,10	1,29	1,64	1,19	0,44	0,42	0,63	0,48	0,32	0,15	0,11	0,28	0,29	-	0,27
An % calculé	6	12,5	19	11	11	6	17	20	16	62	62,5	16	14	94	97
An % Fedorov	15-25	37-44	30-48	12-30	38-44	35	37-42	43-47	35-44	?	?	25-49	25-49	?	?

Fig. 17. Analyses chimiques. Tableau des résultats. Analyses effectuées au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, par Mme B. USELLE et Melle I. LEROY (1965).

Verre	71 %		
Phénocristaux : quartz	15 %	soit 52 % du total des phénocristaux	
feldspaths potassiques	6 %	soit 22 %	" "
plagioclases	5 %	soit 17 %	" "
ferro-magnésiens	2,5 %	soit 8 %	" "
calcite	0,5 %	soit 1 %	" "
	<hr/>	<hr/>	
Total des phénocristaux :	29 %	100 %	

Les paramètres calculés à partir de l'analyse chimique sont égaux à : I', 3', 1, 3. La nature de cette roche est celle d'une rhyolite alcaline sodi-potassique. La comparaison entre les pourcentages d'oxydes obtenus par le comptage des phénocristaux et par l'analyse chimique, montre qu'une grande part de la potasse est restée dans le verre.

Dans d'autres gisements, nous avons recueilli des échantillons qui peuvent se ramener aux types décrits ci-dessus. Tous comportent des feldspaths potassiques exprimés en phénocristaux. La structure est le plus souvent ignimbritique, avec des cristaux parfois éclatés (L.M. 5997, photo fig. 22 p.49) et des xénolithes à structure microlitique, moulés par une pâte d'apparence fluidale (lame K.3397, photo fig. 23 p.49). Cette fluidalité serait due non à l'écoulement d'un verre pendant sa solidification, mais au seul poids des couches supérieures de cendres (A. RITTMANN 1963).

Ces échantillons montrent d'autre part quelques variations qui concernent la texture, où se voit un certain litage (L.M. 5993) et la quantité des phénocristaux par rapport à la pâte. La sanidine est parfois exprimée. L'altération des orthoclases parfois perthitiques se fait en calcite ou en séricite et argiles (par exemple, dans l'échantillon 5993, un diagramme aux R.X. a montré la présence de feldspaths sodi-potassiques, d'illite et de séricite). Les plagioclases peuvent être altérés (en calcite) ; il s'agit toujours d'oligoclase ou d'andésine (An 12 à 48). Les ferro-magnésiens sont rarement reconnaissables, à l'exception de quelques biotites éventuellement chloritisées. L'analyse chimique d'un échantillon (L.M. 4792) mène aux paramètres : I', 4, 1', (2)3 ; ceux de la L.M. 5990 sont égaux à I', (3)4, 1, 3.

b) Laves et tufs acides sodiques, alcalins ou calco-alcalins

La couleur des 13 roches que nous classons dans ce groupe est du même rouge sombre, avec phénocristaux de feldspaths roses et ferro-magnésiens noirs. Au microscope ces roches ne montrent pas d'orthoclase en phénocristaux. Elles sont caractérisées par les paramètres $r = 1$ à (1)2 et $s = (3)4$ à 4. La principale exception est constituée par la lame 5989, de couleur vert clair à phénocristaux de feldspaths verts et de ferro-magnésiens noirs. Ses paramètres I', 3', (1)2, 4, sont cependant du même ordre que ceux des autres laves de ce groupe ; elle est seulement un peu plus quartzique, moins potassique et moins titanifère ; sa composition chimique lui mérite, ainsi qu'à l'échantillon L.M. 5994, le nom de rhyolite akéritique.

L.M. 5995 (échantillon recueilli à St-Egrève - Bellevue) (photo fig. 24 p.49)

Au microscope : structure microlitique porphyrique fluidale. Lave d'une grande fraîcheur.

Quartz onduleux corrodés, xénomorphes, polycristallins. Ils paraissent avoir été étirés et fondus sur leurs bords avant la consolidation finale.

Feldspaths : andésine An 38-40.

La pâte, couleur rouge brun, est surtout vitreuse ; elle comporte des aiguilles d'oligiste à disposition fluidale ou en nids, un peu de calcédoine et de chlorite.

Les proportions des différents minéraux, établies au compteur de points, sont :

Verre	64 %		
Phénocristaux : quartz	23,5 %	soit 65 % du total des phénocristaux	
plagioclases	9 %	soit 25 %	" "
chlorites	1 %	soit 3 %	" "
oxydes de Fe	2,5 %	soit 7 %	" "
	<hr/>	<hr/>	
Total des phénocristaux	36 %	100 %	

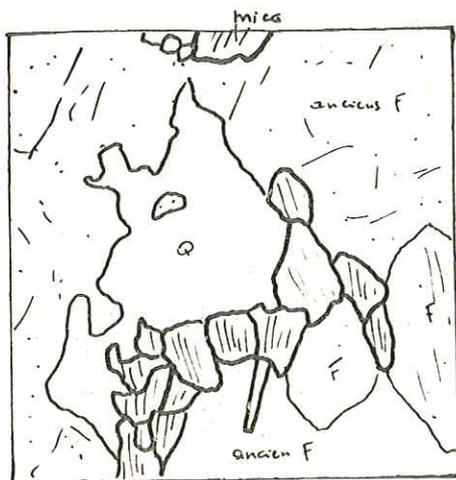


Fig. 18. Granite altéré (L.M. 4791)

1 mm

Quartz (Q) d'allure corrodée - biotites - Anciens feldspaths (F) complètement altérés transformés en une pâte argilo-sériciteuse.

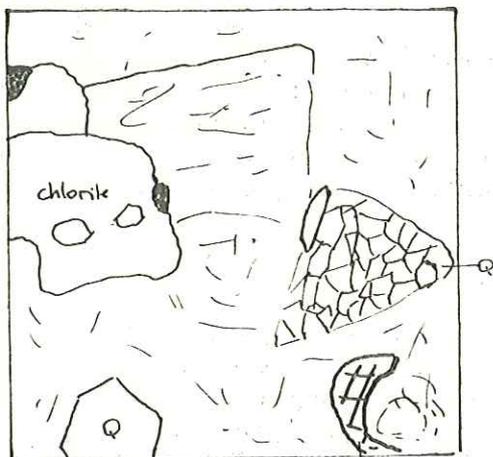


Fig. 20. Gabbro altéré (L.M. 4797)

2 mm

Pyroxène altéré - quartz secondaire (Q) - chlorite de néoformation. Sorte de pâte séricito-argileuse dérivant de plagioclases totalement altérés.

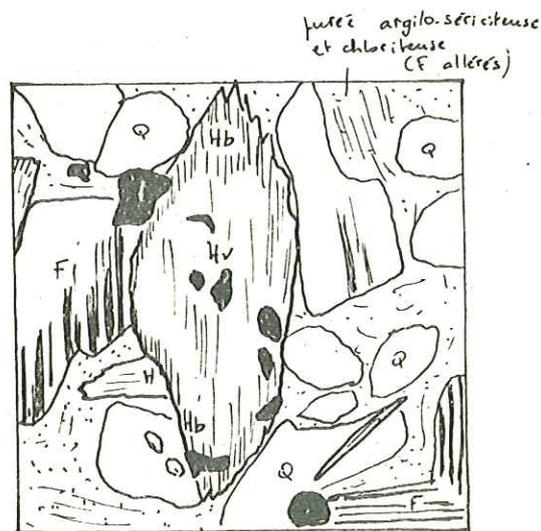


Fig. 19. Diorite à 2 amphiboles (L.M. 6968)

0,5 mm

Hornblende verte (Hv) altérée en amphibole bleue (Hornblende ? Hb). Plagioclases (F) - quartz (Q) - ilménite.

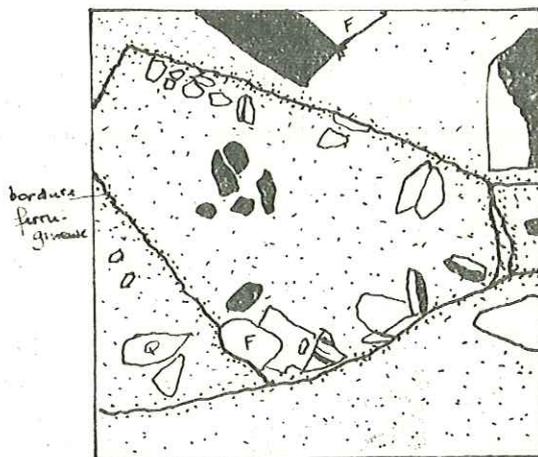


Fig. 21. Tuf rhyolitique (L.M. 5994)

1 mm

Structure "vitroclastique". Fragments surtout vitreux entourés d'une mince pellicule d'un verre jaune brun. Quartz (Q) - plagioclase (F).

Les paramètres dérivant de l'analyse chimique sont : I', 4, (1)2, (3)4 ; la nature de cette lave se montre celle d'une rhyolite alcaline sodique, proche des rhyolites calco-alcalines. La potasse est restée dans le verre, de même qu'une partie de la soude : c'est ce qui apparaît lorsqu'on compare aux pourcentages des oxydes obtenus par l'analyse chimique, ceux qui dérivent du comptage des phénocristaux.

L.M. 5994 (échantillon recueilli à Moretière) (fig. 21 p. 47)

Au microscope : tuf entièrement constitué de fragments seulement cernés d'un mince liseré d'un verre jaune brun riche en oxydes de fer mêlés à quelques petits cristaux. Certains fragments sont très cristallins, avec de grands cristaux de quartz, d'autres très fins. On pourrait parler d'une structure "vitroclastique".

Phénocristaux de plagioclase en voie d'altération : andésine An 43-47.

Anciens ferro-magnésiens transformés en chlorite et oxydes de fer.

La structure, de même que la présence d'un verre coloré et de chlorite, fait penser à une lave éclatant, au contact d'un milieu humide, en fragments ourlés d'une croûte de décomposition. Les paramètres sont égaux à I', 4, (1)2, 4. La valeur I' de p éloigne cette roche des dacites et la range dans la branche sodique (akéritique) des rhyolites.

L.M. 5992 (échantillon recueilli à la Vence)

Au microscope : tuf, où les phénocristaux sont essentiellement des plagioclases en grands cristaux plus ou moins altérés (andésine An 38 à 44).

Quartz très rare.

Quelques chlorites.

Pâte en partie vitreuse, comportant quartz, chlorite, oxydes de fer (limonite et hématite) et des fragments sombres où des oligistes sont alignées en éventail.

Les paramètres sont égaux à I', '4, 1', 4.

Les autres échantillons recueillis, que nous rangeons dans ce groupe des roches volcaniques acides sodiques, sont des laves à structure fluidale (L.M. 4801), des tufs ; certaines montrent une structure perlitique, indiquant un phénomène de contraction en milieu sinon aqueux, du moins humide (lame K.3396, photo fig. 26 p. 51). Les phénocristaux d'andésine ont des teneurs en anorthite variant entre 35 et 47 %. Les ferro-magnésiens sont exprimés sous forme soit de cristaux chloritisés et ferrugineux, soit seulement d'oxydes opaques de fer. Comme minéraux accessoires, on rencontre épidote et apatite.

L'analyse chimique de l'échantillon 4801 montre les paramètres I(II), 4, 1, 4 ; cette roche est légèrement moins leucocrate que celles décrites ci-dessus.

Quatre laves classées ici montrent au microscope la composition suivante : le quartz n'y est pas exprimé en phénocristaux ; l'andésine est le seul plagioclase ; la pâte est très ferrugineuse ; les ferro-magnésiens sont représentés par les oxydes de fer seuls ou avec quelques pyroxènes et des chlorites d'origine secondaire. Ces roches pourraient être des rhyodacites ; mais la faible dimension des échantillons n'en a pas permis l'analyse chimique.

L.M. 6359 (échantillon recueilli le long de la route allant de St-Nizier à Lans-en-Vercors) (photo fig. 27 p. 51)
Roche de teinte grise.

Au microscope : structure vacuolaire, à pâte fluidale. Aspect très frais.

Bulles remplies de quartz onduleux biaxe et ourlées d'une épaisse bordure de magnétite. Calcédoine.

Feldspaths : grandes plages de plagioclase (andésine An 42-48 surtout, un peu d'oligoclase An 23 environ).

Pâte formée de fins microlites des mêmes plagioclases, orientés autour des bulles.

Chlorite, traces d'épidote.

Les ferro-magnésiens sont exprimés surtout en oxydes de fer et goethite.

Les paramètres I(II), 4, (1)2, 4, dérivant de l'analyse chimique font apparaître une rhyolite alcalino-calci-que sodique. Si l'on supprime une quantité de silice correspondant au quartz renfermé dans les bulles (déterminée au compteur de points : 21,5 % de la roche totale), le paramètre q devient égal à '5 ; ce serait alors un trachyte quartzifère alcalin sodique. Mais l'orthose n'est pas exprimée : les 12 % de potasse qui apparaissent à l'analyse proviennent du verre. Une partie au moins du quartz serait-elle d'origine primaire ? Dans ce cas, nous aurions affaire à une rhyodacite.



Fig. 22. Ignimbrite (L. M. 5997).
Cristal de feldspath cassé ; la pâte
gicle entre les deux morceaux.
Lum. nat.

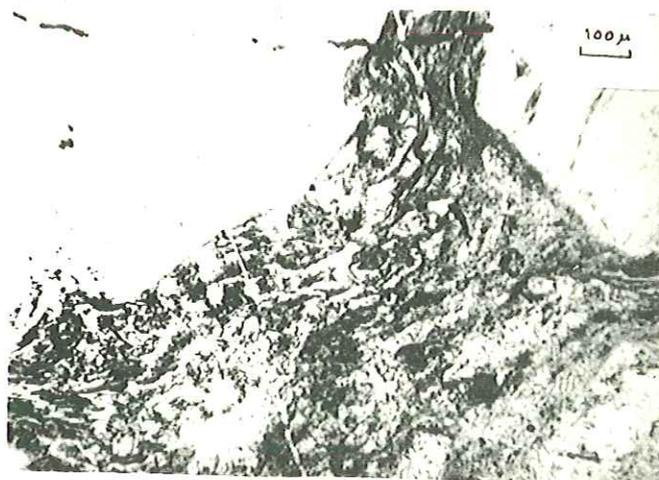


Fig. 23. Ignimbrite (L. M. K. 3397). Quartz corrodé en
doigt de gant (à gauche) et feldspath (à droite)
entourés d'une pâte d'apparence fluidale.
Lum. nat.

Fig. 24. Rhyolite (L. M. 5995). Phénocristaux de quartz
xénomorphe (en haut à droite) et d'andésine
(en bas). Disposition fluidale des paillettes
d'oligiste très nombreuses. Lum. nat.

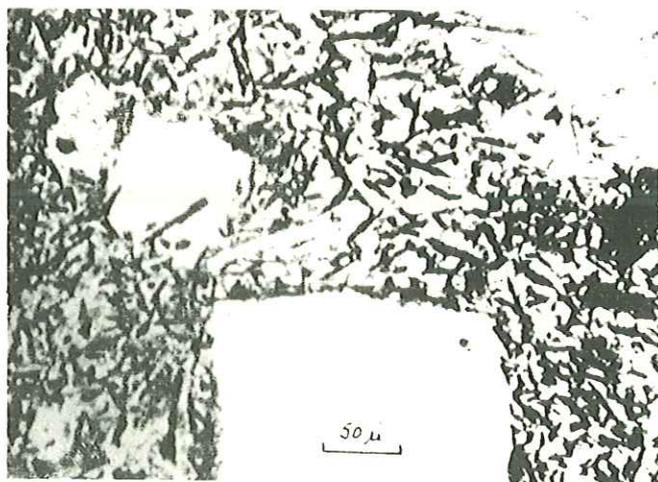


Fig. 25. Rhyolite (L. M. 5988). Cristaux
d'orthoclase maclés Baveno.
Pâte dévitrifiée. Lum. anal.



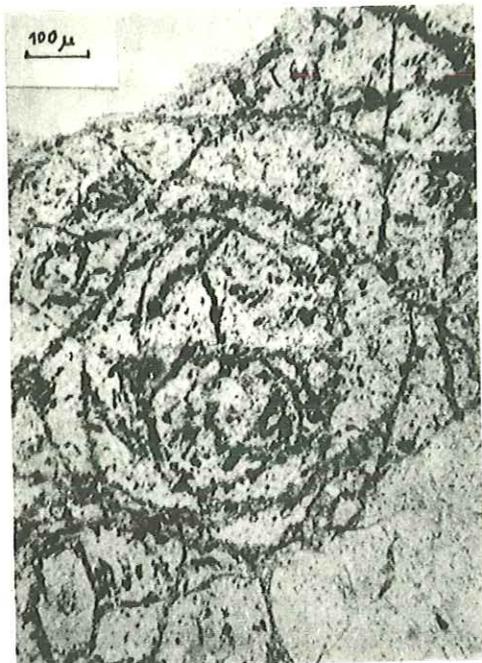


Fig. 26. Rhyolite (L.M. K.3396). Structure perlitique en "bouton de rose". Les fissures dues à un refroidissement brutal sont soulignées d'oxydes opaques. Lum. nat.

Fig. 28. Andésite (L.M. 6707). Ferro-magnésien (pyroxène ?) remplacé par de la chlorite et de la magnétite. Pâte cryptocristalline. Lum. anal.

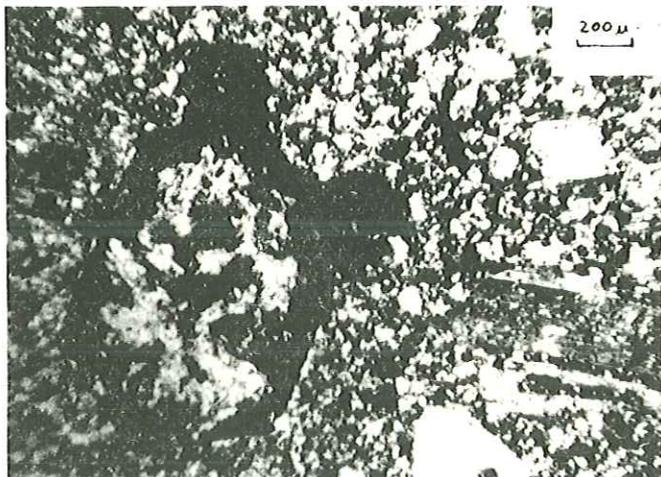
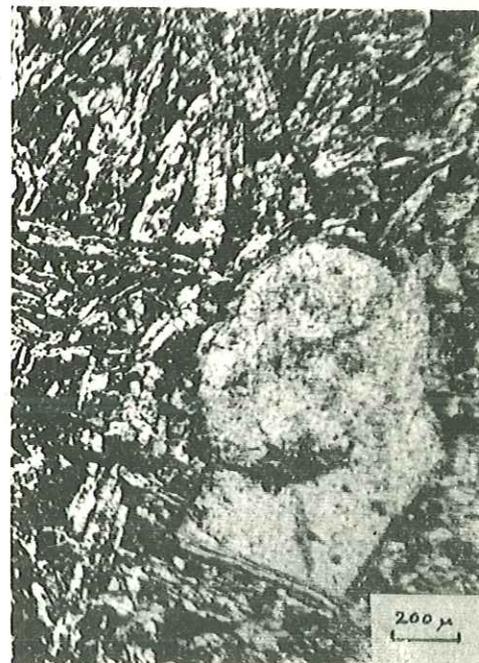


Fig. 27. Rhyodacite (ou trachyte ?) (L.M. 6359). Structure vacuolaire. Les bulles sont remplies de quartz et ourlées de magnétite. Pâte à fins microlites orientés autour des bulles. Lum. anal.

Fig. 29. Spilite (L.M. 4795). Structure interstertale. Grand ferro-magnésien chloritisé. Lum. nat.



2) Andésites

a) Andésite L.M. 6707 (échantillon recueilli au Bergureuil) (photo fig. 28 p. 51)
Roche de teinte vert clair, à phénocristaux blanchâtres de feldspath et petits ferro-magnésiens vert foncé. Il existe un certain litage.
Au microscope : structure porphyrique.
Plagioclase automorphe, maclé albite-péricline, légèrement séricitisé : oligoclase An 16-18 et andésine An 4.
Anciens ferro-magnésiens trapus (pyroxènes), remplacés par de la chlorite et des oxydes de fer.
Pâte finement dévitrifiée, cryptocristalline.
Filonnet de calcite.

b) Tuf andésitique (?) L.M. 4794 et 4802 (échantillons provenant de la route menant de St-Egrève à Quaix)
Roches de teinte verte à rouge violacé.
Au microscope : des fragments sont entourés de verre.
Grands cristaux automorphes de feldspath, altérés, indéterminés (une coloration au cobaltinitrite de sodium fut peu concluante en raison de l'état d'altération ; les R. X. font pencher vers un plagioclase).
Chlorites dérivant de ferro-magnésiens non identifiables, oxydes de fer. Quelques épidotes en cristaux isolés ou en filonnets, mêlées à des chlorites.
Pâte peu cristallisée.
La structure rappelle celle d'un tuf rhyolitique sodique (L.M. 5994) décrit ci-dessus. Il pourrait s'agir d'un tuf sous-aquatique, la lave ayant éclaté en fragments au contact de l'eau.

3) Diabases et spilites

Dans ce groupe sont rangées :

a) deux diabases, roches aphanitiques vert clair, à structure presque micro-ophitique, feutrage de plagioclases (andésine) où une chloritisation centrale correspond à un ancien zonage, sphène et épidote (L.M. 6966, 6967). Ces roches se rapprochent des diabases décrites notamment par M. VUACNAT (1952).

b) quatre laves qui sont des spilites caractéristiques ou des roches apparentées :

L.M. 4795 (échantillon provenant de St-Quentin - Pierre Aiguë) (photo fig. 29 p. 51)

Roche gris foncé, pointillée de ferro-magnésiens, avec des yeux blancs.

Au microscope : structure intersertale.

Baguettes enchevêtrées de plagioclase (albite proche de l'oligoclase, An 9 et andésine An 44).

Yeux : calcite mêlée d'un peu de quartz onduleux.

Chlorite abondante, provenant d'anciens ferro-magnésiens (olivine, pyroxène ?) et de néoformation.

Calcite disséminée. Hématite.

D'autres laves (L.M. 6974, 6340) montrent des faciès analogues. De l'orthose, en baguettes maclées Carlsbad, s'ajoute dans la L.M. 6340 aux plagioclases (albite An 5-8 et andésine An 34) ; une structure bréchique se marque par des traînées d'hématite et de limonite.

La lame 4796 a une structure vacuolaire. A l'analyse chimique, les paramètres H , $4(5)$, $3'$, $(4)5$ la situent parmi les dacites, à la limite entre rhyolite, dacite, trachyte et andésite. La plus grande partie de la calcite provient manifestement de l'altération des plagioclases ; on ne peut donc la déduire. Par contre, après soustraction d'une quantité de quartz équivalant à celle contenue dans les bulles (8 % de la roche totale), la valeur 5 du paramètre q révèle une nature qui correspond mieux à l'aspect microscopique ; andésite.

c) des variolites typiques ont également été recueillies, aisément reconnaissables en échantillons.

4) Comparaisons avec les roches volcaniques des Alpes occidentales

Nous venons de décrire les galets de lave et de tuf rencontrés dans le delta de Voreppe. La question se pose maintenant de savoir si l'on peut les rattacher à des roches déjà connues. Dans les Alpes occidentales, les roches volcaniques (fig. 30) peuvent se répartir en plusieurs groupes :

- laves antétriasiques, plus ou moins métamorphosées,
- laves du Trias (ou du Lias) : spilites,
- ophiolites du "géosynclinal alpin",
- roches volcaniques tertiaires antépliocènes, connues à l'affleurement ou à l'état de fragments dans des roches détritiques,
- laves postmiocènes.

a) Laves antétriasiques

- Dans les massifs cristallins externes ou internes, on relève des roches cristallophylliennes d'origine volcanique, difficiles à dater : le métamorphisme y a entraîné des transformations trop profondes pour qu'il soit possible de leur comparer nos galets.

Dans le groupe Chamrousse - Tabor de la chaîne de Belledonne existent d'anciennes roches volcaniques basiques transformées par le métamorphisme sous le faciès amphibolite-almandin ; un fond de hornblende et d'andésine entoure des résidus d'augite (F. CARME 1965 a). Aucun de nos galets ne correspond à cette description.

Parmi les laves du Pelvoux, on peut citer des ortholeptynites comportant parfois des résidus de nature rhyolitique ou trachy-rhyolitique (notamment à St-Christophe-en-Oisans : R. OZOUAK 1965). Nos galets sont trop frais pour pouvoir y être rattachés.

- Au Carbonifère se mirent en place dans les Grandes-Rousses des laves dacitiques ou trachytiques devenues orthophyres (1). Les descriptions microscopiques qu'en donnent les auteurs ne coïncident pas avec celles des roches volcaniques des conglomérats de Voreppe ; leur orientation est le plus souvent nette ; les analyses chimiques montrent des roches plus ferro-magnésiennes et plus calciques que les nôtres, moins quartziques, alumineuses et alcalines.

- Au Permien ont eu lieu des épanchements dacitiques et rhyolitiques dans le Briançonnais (2) : ce sont les rhyodacites du Guil, autrefois appelées "andésites de Guillestre". Ces roches montrent des transformations, avec notamment présence de chlorite et d'épidote ; leurs faciès microscopiques sont nettement différents de ceux des roches volcaniques étudiées ci-dessus ; les conditions climatiques régnant lors de leur mise en place ont entraîné une nette rubéfaction ; enfin, à l'analyse chimique, elles apparaissent plus mélanocrates, plus calciques et moins alcalines.

Le "Verrucano" permo-triasique du Briançonnais comporte des galets de liparite. Aucune analyse chimique n'en a été effectuée. Par leur faciès microscopique, elles se rapprochent du ciment d'une brèche rhyolitique située à la base des rhyodacites du Guil. Pas plus que ces dernières, elles ne peuvent cependant être rapprochées des rhyolites de Voreppe.

Dans les grès permien de Allevard ainsi qu'à d'autres endroits de Belledonne se rencontrent des quartz rhyolitiques, des feldspaths peu roulés et des fragments de tuf. Dans les mêmes grès permien, mais sur la bordure sud-ouest du Pelvoux (les Rouchoux), ont été trouvés quelques minuscules galets d'ignimbrite (3). Ces fragments sont trop petits pour avoir pu donner eux-mêmes les galets de Voreppe et il semble invraisemblable que les affleurements qui leur ont donné naissance au Permien aient pu subsister jusqu'au Miocène.

(1) P. TERMIER 1901 ; P. GIRAUD 1952 ; J. LAMEYRE 1957 et 1958.

(2) J. FAVRE, R. FEYS & C. GREBER 1950 ; M. LEMOINE 1952 ; J. FAVRE 1955 ; D. LONGCHAMPT 1962 ; R. MICHEL & D. LONGCHAMPT 1963. R. FEYS (1957) décrit des roches intrusives hercyniennes (microdiorites et diorites) de nature monzonitique.

(3) A.C. TOBI 1958 ; J. APRAHAMIAN & P. GIBERGY *rens.oral.*

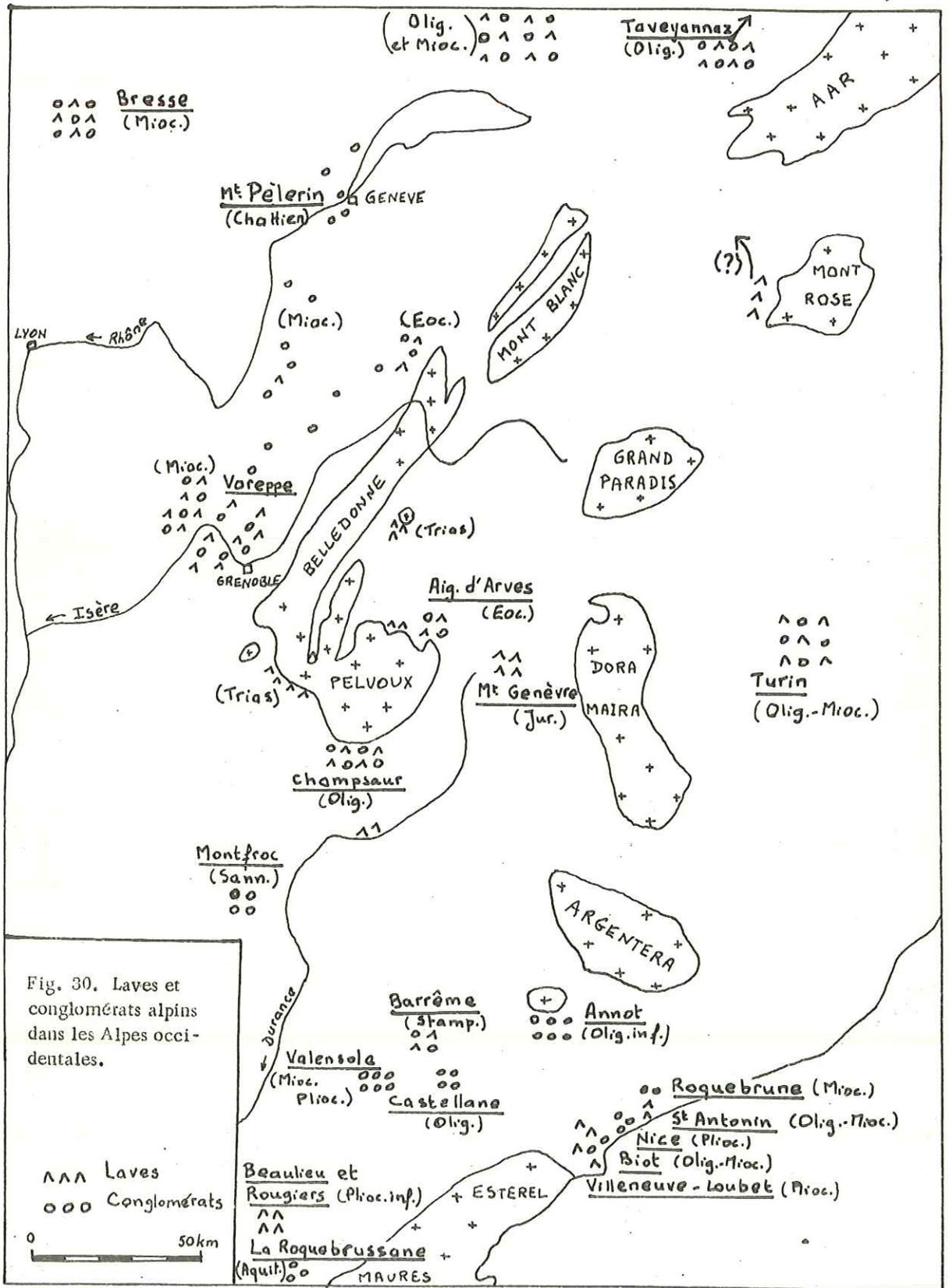


Fig. 30. Laves et conglomérats alpins dans les Alpes occidentales.

b) Laves triasiques

Les affleurements dauphinois actuels des spilites sont surtout situés sur les bordures nord, ouest et sud-ouest du Pelvoux ; il s'en trouve également en certains points des massifs de Belledonne et du Grand-Châtelard.

Nous avons comparé nos spilites à des échantillons provenant du Col du Rochail (J. L. TANE 1961 et 1963). La similitude des caractères microscopiques et des résultats des analyses chimiques est telle que rien ne s'oppose à un rattachement des galets à ce volcanisme triasique. Les structures bréchiques se rapprochent de celles de la base des coulées du Rochail.

c) Ophiolites intra-alpines

Les variolites sont des roches assez caractéristiques, dans leur faciès typique, pour que leur identification ne prête à aucune confusion. Celles que la Durance charrie actuellement sont érodées dans les massifs d'ophiolites situés en bordure des Schistes lustrés (massif du Chenaillet près du Mont Genève).

Des diabases ont été décrites parmi les ophiolites d'autres régions. On peut donc raisonnablement donner une origine similaire à celles qui figurent à l'état de galets dans le delta de Voreppe.

d) Roches volcaniques antépliocènes

- Coulées de lave

Un seul point des Alpes occidentales montre pour l'instant une coulée de lave tertiaire antépliocène : la base du Flysch des Aiguilles d'Arves, d'âge éocène moyen (R. BARRIER & R. MICHEL 1958). Cette lave est une andésite₂ probablement d'épanchement sous-marin. Son gisement est en nodules verdâtres ou rougeâtres à l'intérieur de schistes verts. Au microscope des analogies apparaissent avec nos andésites : mêmes plagioclases automorphes, mêmes ferro-magnésiens remplacés par de la chlorite et de la magnétite, même pâte cryptocristalline.

- Tufs

Des tufs volcaniques existent dans les grès oligocènes du Champsaur (massif de Chaillo) ainsi que dans le Flysch de Savoie (synclinal de Thones) (1).

Le tuf verdâtre décrit par P. TERMIER dans le massif de Chaillo est d'andésite à labrador ("labradorite") et pyroxène. P. BELLAIR décrit, provenant du même endroit, une arkose à éléments volcaniques, qu'il considère comme le témoin proche - donc peu remanié et à felds patris conservés - de l'éruption sous-marine du volcan unique auquel seraient dus les éléments pyroclastiques du Champsaur. Les éléments sont de nature dacitique avec du quartz corrodé et de l'oligoclase zonée, ou andésitique à quartz secondaire et pigeonite altérée en chlorite ou amphibole. Ces descriptions, tant d'échantillons que de lames minces, ne coïncident avec aucune de nos observations.

Fragments divers

Des fragments d'origine volcanique, galets ou cristaux, se trouvent dans de nombreux ensembles détritiques : grès du flysch nord-helvétique et de Savoie, molasse suisse, grès du Champsaur, et diverses régions provençales : Barrême, Var et Alpes-Maritimes (2). Ils sont de nature andésitique ou spilitique.

Dans les flyschs nord-helvétiques et haut-savoyards, M. VUAGNAT a décrit des fragments de plusieurs natures : spélite albito-chloritique, spélite à ferro-magnésiens frais (augite et hornblende), andésite fraîche à plagioclase calcique zoné (labrador pour P. TERMIER), augite et hornblende et andésite riche en produits d'altération calciques (épidote, calcite, prehnite) où plagioclases et ferro-magnésiens sont trop modifiés pour pouvoir encore

(1) P. TERMIER & P. LORY 1895 ; S. BEUF, B. BIJLI-DUYVAL & Y. GUBLER 1961 ; P. BELLAIR 1967.

(2) M. VUAGNAT 1943, 1944, 1949, 1952 et 1958 ; P. TERMIER 1891 ; S. BEUF, B. BIJLI-DUYVAL & Y. GUBLER 1961 ; F. HOFMANN 1959, 1961 a et b ; G. L. BUCHI & F. HOFMANN 1964 ; P. BELLAIR 1967 ; S. BEUF 1969 ; Y. GUBLER 1968 ; J. CHAUVEAU & M. LEMOINE 1960 ; J. GORREL 1952 ; L. GINSBURG 1956 et 1959 ; I. VERNET 1964.

être déterminés. En volume, ces éléments forment : en Suisse, plus de la moitié des grès de Taveyannaz ; avec les diabases, un huitième des grès du Val d'Illeiez ; ils sont absents des grès de Matt-Gruontal ; en Savoie, seule l'andésite est présente. L'auteur met en relation les fragments de spilite et d'andésite avec ceux de diabase, et celles-ci avec les ophiolites de la Nappe de la Simme (Gets). Les fragments volcaniques du flysch proviendraient de l'érosion non de tufs, mais de coulées autrefois situées dans une zone alpine interne. Pour des raisons de proximité, il n'est pas nécessaire d'invoquer, pour le delta de Voreppe, un volcanisme spilitique autre que celui du Trias ; d'autre part, il ne s'y trouve pas d'andésite semblable à celles du flysch.

En différents points de la molasse suisse vindobonienne s'observent des horizons colorés à minéraux volcaniques (dans la proportion de 1 %) : magnétite, apatite, sphène, biotite, sanidine. D'après F. HOFMANN & U.P. BUCHI, la coloration des couches serait due à une altération atmosphérique ; pendant cet épisode subaérien, intercalé entre des dépôts lacustres, le vent aurait amené des cendres à partir de centres d'éruption actifs à cette époque, situés soit au Nord (Hegau, Kaiserstuhl), soit du Sud-Ouest (Auvergne). Ces volcans n'ont pu évidemment envoyer des galets dans les conglomérats dauphinois.

Des cendres volcaniques sous forme de nids de minéraux verdâtres et de petits galets sont responsables des "mouchetures" des grès oligocènes du Champsaur. Elles sont habituellement rapprochées de celles des flyschs savoyards et suisses. Leur proportion va de 20 à 40 % du grès total. Leur nature andésitique a été revue par M. VUAGNAT qui en fait des porphyries albitiques à éléments ferro-magnésiens chloritisés et à structure felsitique ou hyalopilitique ; semblables donc aux fragments des flyschs suisses. Les coulées, et donc l'éparpillement des cendres, seraient contemporaines des grès encaissants ; après leur transport dans l'air et/ou dans l'eau, l'accumulation des fragments a pu former des "coulées volcano-détritiques" sédimentées avec les figures classiques de turbidité.

Dans les grès d'Annot, aucune trace d'éruption contemporaine n'a été découverte.

Par contre, dans le bassin de Barrême, d'âge stampien inférieur, les andésites se retrouvent en galets, analogues à celles du Champsaur, ainsi que des feldspaths isolés, zonés (andésine et labrador). De même dans les Alpes-Maritimes et le Var, divers ensembles d'âges allant du Priabonien (Collongue) à l'Oligocène ou au Miocène (Biot, St-Antonin, régions d'Antibes et de Vence où les éruptions furent sous-marines), comportent des andésites augitiques à amphibole, des tufs labradoriques, des andésites à labrador altérées et serpentinisées dans une gangue de cinérite.

En résumé, toutes ces roches ont une basicité égale au moins à celle des andésites ; le feldspath va de l'albite (pour M. VUAGNAT) au labrador ; le quartz, lorsqu'il est présent, est secondaire ; les ferro-magnésiens sont des pyroxènes (augite), des amphiboles (hornblende) ou des chlorites, celles-ci provenant de l'altération des minéraux basiques précédents ou d'une néoformation.

Les laves citées sont liées entre elles par une parenté indiscutable, à travers l'espace et le temps, de telle sorte qu'on peut penser à un volcanisme andésitique tertiaire. Nos andésites (L.M. 6707, 4794 et 4802) pourraient fort bien s'y rattacher. Mais la majorité des roches volcaniques des conglomérats de Voreppe sont des rhyolites ou des ignimbrites ; l'acidité et l'alcalinité de ces roches ne permettent pas de rapprochement direct avec ces laves andésitiques.

e) Laves postmiocènes

Au Pliocène inférieur, des laves surtout basiques se sont épanchées en Provence (J. JUNG & R. BROUSSE 1961). Dans un district occidental (entre Durance et Méditerranée : Beaulieu, Rougiers), où les affleurements s'alignent avec ceux du Velay et des Coirons, des ankararites, des basanites à néphéline et des basaltes à olivine traduisent un magma à déficit de silice. La tendance est saturée dans le district oriental (environs d'Antibes, Grasse, Vence et Monaco) : basaltes, andésites et jusqu'à des dacites à hypersthène.

Ces laves ne peuvent entrer dans les comparaisons, à cause de leur âge, de leur nature pétrographique et de leur distribution géographique.

Conclusions : origines possibles

Parmi les différents groupes de laves que nous avons décrits, les spilites peuvent se rattacher au volcanisme triasique dauphinois et les variolites, de même que les diabases, à des ophiolites piémontaises ; ce rapprochement ne signifie pas bien sûr que les galets proviennent des affleurements actuels de ces roches, qui n'existeraient probablement plus s'ils avaient été érodés dès le Miocène.

L'examen microscopique des galets d'andésite a montré que l'on peut très vraisemblablement rechercher leur origine dans le volcanisme du Flysch des Aiguilles d'Arves. Ce dernier se rapproche, par sa nature, des restes andésitiques que l'on retrouve dans les flyschs tertiaires du Champsaur, de Savoie et de Suisse.

Toutefois la majorité des roches volcaniques recueillies sont de nature acide, rhyolitique ou ignimbritique. Nous avons vu qu'aucune roche identique n'est connue actuellement en place : les laves antépermienne des massifs cristallins (entre autres les rhyolites du Pelvoux et les orthophyres des Rousses) ont toutes été plus ou moins transformées par le métamorphisme ; les laves permienne du Briançonnais portent la marque d'une altération, absente dans les galets de Voreppe ; les fragments volcaniques des grès d'Allevard ou des Rouchoux ne constitueraient déjà plus, au Permien, que les résidus de l'érosion de roches en place ; les traces de roches volcaniques tertiaires sont toutes plus basiques que les rhyolites.

On est ainsi conduit à supposer l'existence d'un volcanisme dont les appareils auraient totalement disparu par érosion. Les émissions auraient eu lieu au Tertiaire, car les laves ont un aspect frais. Les structures ignimbritiques, perlitiques, vitroclastiques font penser à un volcanisme fissural donnant des nuées ardentes déposées en partie dans un milieu au moins humide. On pourrait de plus émettre l'hypothèse que, d'une part, ce volcanisme et, d'autre part, le magmatisme andésitique des flyschs tertiaires constituent deux stades d'une même évolution magmatique.

Il est intéressant de comparer ces restes volcaniques aux laves des Alpes orientales et à celles de Vénétie et du Trentin. Dans les Carpathes ont eu lieu des épanchements au Crétacé, au Miocène et au Pliocène (de QUERVAIN 1927 ; D.P. RADULESCU 1961). La nature de ces laves va précisément des rhyolites aux andésites pour les émissions crétacées et miocènes ; les laves pliocènes sont plus basiques et contiennent des feldspathoïdes. De même, en Italie (G. PICCOLI 1961 et 1961-62 ; G. SCHIAVINATO 1951-52), on a des laves basiques, sauf en un point (les Monts Eugènes), où l'on trouve liparites, trachytes et andésites.

5) Caractères chimiques

Des galets andésitiques nous n'avons pas d'analyse chimique : on n'a pas pu en effet analyser les galets trop petits ou trop altérés, ni les récoltes de P. TERMIER & W. KILIAN, dont seules les lames ont été conservées. Nous disposons de 9 analyses de rhyolites, ignimbrites ou tufs rhyolitiques, dont on pourra étudier les caractères chimiques si l'on admet l'hypothèse d'un volcanisme tertiaire acide, actuellement inconnu à l'affleurement. Mais il ne sera pas possible - en l'absence d'analyse de ces roches plus basiques - de les relier aux andésites tertiaires et d'étudier éventuellement l'évolution magmatique qui aurait donné naissance aux deux sortes d'épanchement.

Les résultats sont assez homogènes : hautes teneurs en silice et en alumine, faibles en oxydes métalliques.

Les variations principales portent sur les rapports entre potasse et soude. Dans le diagramme K.C.N. de R. FREY (fig. 31), les points représentant les proportions de K_2O , Na_2O et CaO dans les roches volcaniques analysées se rassemblent en deux groupes, l'un plus potassique que l'autre. Dans les paramètres C.I.P.W. -LACROIX, la même séparation est apparue et c'est sur la base de cette distinction que nous avons basé la classification des laves décrites ci-dessus.

On peut noter en outre que le pourcentage en anorthite des plagioclases, calculé par la formule :

$$\frac{100 \text{ molécules anorthite virtuelle}}{\text{molécules (albite + anorthite) virtuelles}}$$

est toujours beaucoup plus faible que celui qui avait été décelé sur les phénocristaux par les moyens optiques, angles d'extinction et d'axes : albite ou oligoclase (An 6 à 20) contre oligoclase ou andésine (An 15 à 48) ; les conditions de cristallisation des laves entraîne normalement une telle différence de basicité entre plagioclases exprimés et virtuels.

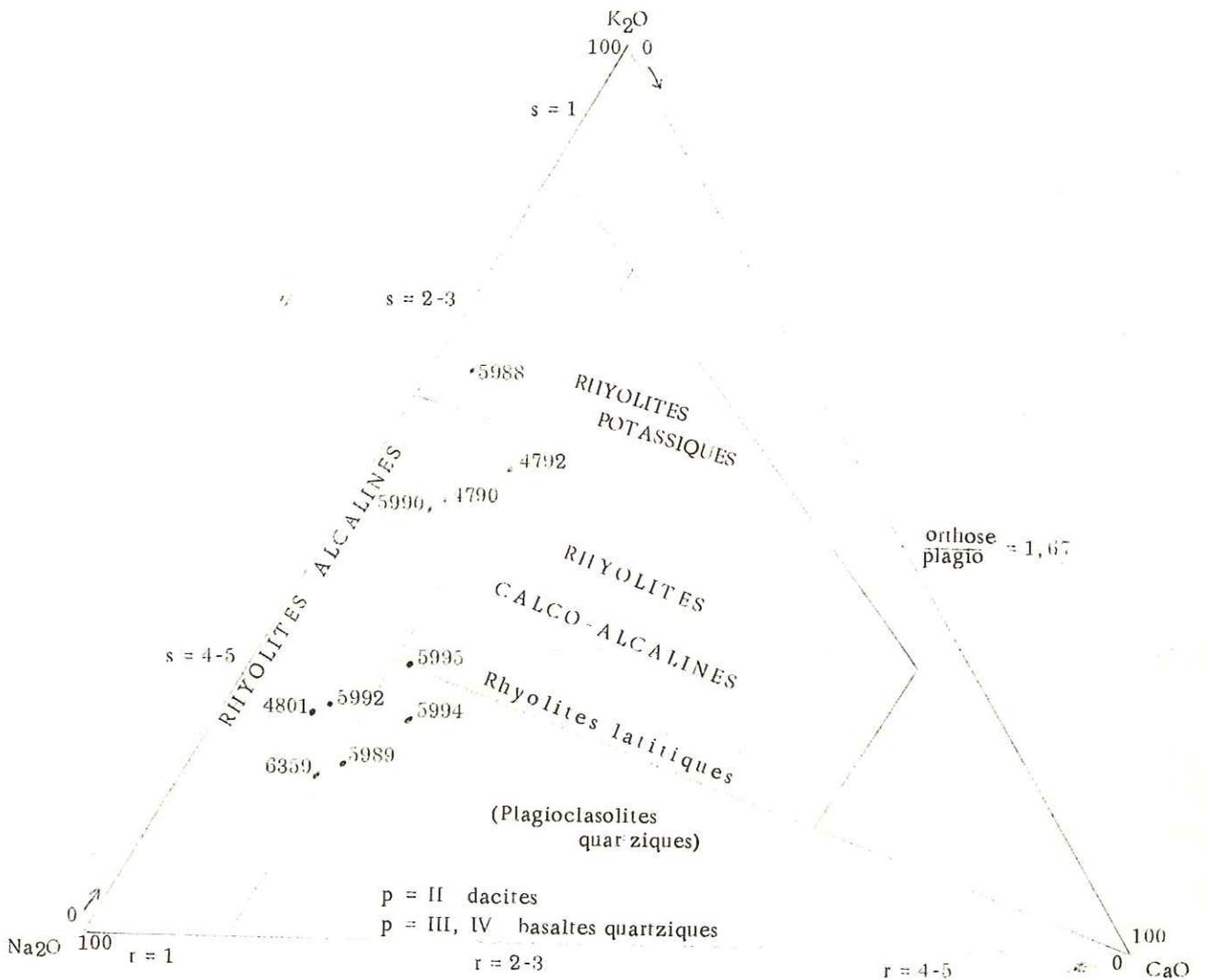


Fig. 31. Analyses chimiques. Diagramme K.C.N. de R. FREY.

Conclusion à l'étude des roches volcaniques

Les roches volcaniques des conglomérats de Voreppe sont représentées par des rhyolites et des ignimbrites potassiques ou sodiques - dont on ne connaît pas actuellement d'affleurement, mais que l'on peut supposer tertiaires - par des andésites que l'on peut rapprocher de coulées ou de fragments tertiaires connus, par des spilites probablement triasiques et par des variolites et des diabases rattachées aux ophiolites piémontaises.

Les rhyolites sont de loin les plus fréquentes et nous verrons (Stratigraphie et Paléogéographie) qu'il semble exister une évolution dans la sédimentation des galets volcaniques ; les rhyolites potassiques seraient relativement plus fréquentes dans le Vindobonien que dans le Burdigalien, pendant lequel la proportion des roches volcaniques serait par ailleurs légèrement plus élevée.

D. LES ROCHES METAMORPHIQUES

Les micaschistes sont excessivement rares ; cela n'est pas étonnant si l'on considère leur friabilité. Gneiss et migmatites ne sont guère mieux représentés. Citons :

- gneiss ocellé, gneiss à biotite et chlorite, leptynite à grenats morcelés et chloritisés et à double cataclase (lame 5998),
- quartzites légèrement métamorphiques verdâtres, à feldspaths détritiques orientés frais (lame K. 3395) ou transformés en calcite (lame 6971),
- roche à épidote
- migmatite à gros yeux de quartz et chlorite, anatexite à texture tourbillonnaire,
- serpentinites (rappelons les gabbros serpentinisés),
- glaucophanite :

L. M. 6706 (échantillon provenant de Quaix)

Roche peu litée, de couleur bleu foncé.

Au microscope : structure nématoblastique.

Glaucophane très abondant (plus de 90 % de la roche), pléochroïque, en aiguilles.

Feldspath très altéré, en général indéterminable.

Chlorite altérant le glaucophane, ou en filonnets postérieurs, très verte.

Quartz ; muscovite ; sphène (souvent intriqué avec le glaucophane).

Un filon leucocrate, épidotique et feldspathique : glaucophane plus rare, feldspath altéré (andésine probable), quartz, zoïsite, sphène.

Il n'y a donc pas d'albite et relativement peu de chlorite.

Origines possibles

Les gneiss, quartzites et migmatites se rattachent facilement aux séries métamorphiques d'un des massifs cristallins externes, Pelvoux, peut-être Belledonne (série satinée de C1. & P. BORDET) : les fragments en sont trop rares et trop petits pour permettre une reconnaissance précise.

Des serpentinites et roches à épidote existent actuellement dans Belledonne et ses prolongements ; on en trouve aussi parmi les ophiolites de la zone des Schistes lustrés.

Les roches à glaucophane ne sont connues que dans les zones internes. Celles qui y sont décrites sont, soit albitiques (R. MICHEL 1953), soit très feldspathiques (P. TERMIER 1894) ; or nous avons des feldspaths basiques, altérés et très rares. Les galets de glaucophanite sont tous petits et bien érodés. Si leur origine est bien piémontaise, leur présence intéresse la paléogéographie, mais n'est pas étonnante chronologiquement, car les conglomérats oligocènes de Barrême en ont déjà fourni un galet.

II. ETUDE DE LA COMPOSITION PETROGRAPHIQUE

=====

A. METHODE D'ETUDE ET PRESENTATION DES RESULTATS

Seuls les galets ont été étudiés, c'est-à-dire les éléments d'une longueur supérieur à 2 cm, car les particules plus petites sont le plus souvent indéterminables. Deux sortes de problèmes se posaient :

- la gamme de roches rencontrées, ce qui permettrait de reconstituer le bassin versant et les massifs émergés à l'époque ;
- les variations que subit la composition pétrographique de bas en haut de la série, ce qui permettrait de découvrir des indices de mouvements contemporains dans le bassin versant.

Les stations ont été choisies en fonction de leur répartition stratigraphique supposée et de la qualité de l'affleurement. Nous en avons étudié 35, situées (fig. 1 p.8) dans les synclinaux ou régions de Lans - St-Nizier (3), La Monta - col de la Charmette (11), Voreppe - La Placette (8), Autrans (1), St-Quentin - Montaud (3), Veurey (1), Romeyère (2), Voiron (4), N. -D. -de l'Osier (2), ce qui donne un total de 8.424 galets comptés. En outre, deux comptages, l'un dans la Romanche (Jarrie) et l'autre dans le Drac (Pont de la Rivoire), ont permis des comparaisons.

Sur le terrain, après avoir tracé un rectangle de 1 x 0,50 m, on note la nature pétrographique de tous les galets y affleurant, en quatre groupes de taille :

longueur apparente de 20 à 30 mm	(moyenne de 25 mm)
" " de 30 à 75 mm	(moyenne de 50 mm)
" " de 75 à 150 mm	(moyenne de 100 mm)
" dépassant 150 mm.	

Nous avons préféré l'étude d'une surface constante à celle d'un nombre constant de galets, dans le but d'obtenir en même temps une indication sur la granulométrie de l'affleurement. La surface de 0,5 m² renfermait entre 114 et 339 galets à déterminer, dont la répartition entre les quatre groupes de dimensions se chiffre par l'indice u de R. TRUMPY & A. BERSIER (cf. p. 28 - valeurs de l'indice u notées dans la deuxième colonne du tableau en annexe p.90). Exprimée autrement, cette granulométrie relative correspond aux pourcentages suivants :

galets supérieurs à 75 mm	: de 0 à 27 %
galets entre 20 et 30 mm	: de 21 à 69 %.

Représentation des résultats

On peut exposer les résultats de plusieurs manières :

a) Tableaux et graphiques : ils présentent de manière raccourcie et rapide les pourcentages des diverses natures pétrographiques séparément ou de manière groupée (par exemple en "externe" et "exotique" suivant leur origine présumée, ou par niveaux stratigraphiques supposés).

b) Diagrammes de corrélation : ils font apparaître des liaisons entre taille et pourcentage d'une espèce pétrographique, ou entre une espèce et un groupement.

c) Représentations cyclographiques : la proportion de chaque nature pétrographique est représentée par une portion de cercle, colorée ou figurée différemment, la surface totale correspondant à 100 %. A chaque cercle correspond un affleurement. Ce mode de représentation est très parlant. Deux difficultés cependant : la différenciation des galets cristallins entre eux est peu significative, à cause de leur faible proportion totale ; en outre la subdivision des galets calcaires en classes, sur les seules bases utilisables sur le terrain (texture et couleur) est assez précaire.

Plutôt que le nombre brut des galets, il valait mieux utiliser une valeur où intervienne leur dimension. Dans leur étude sur les conglomérats du Mont Pèlerin, R. TRUMPY & A. BERSIER (1954) proposent un indice volumétrique v qui représente la grandeur moyenne des galets de chaque catégorie pétrographique, pour chaque affleurement ou pour l'ensemble des stations étudiées. Les calculs sont les suivants :

$$v = \frac{n_1 + 9n_2 + 90n_3 + 400n_4}{n_1 + n_2 + n_3 + n_4}$$

n_1, n_2, n_3 et n_4 sont les nombres des galets des quatre groupes de taille ;
9, 90 et 400 sont les coefficients de volume que nous avons choisis, correspondant aux diamètres moyens de nos groupes de taille.

Le volume moyen des galets du 1er groupe de taille (20 à 30 mm) est pris comme volume unitaire.

v "désigne combien de fois un galet moyen d'une catégorie pétrographique est plus volumineux que le galet unitaire de la classe de grandeur I. Le volume relatif occupé par le type pétrographique s'obtient par simple multiplication de l'indice v par le nombre de galets du type envisagé et réduction en pourcentage." Ce sont ces volumes relatifs, réduits en pourcentages, qui ont été utilisés dans les représentations cyclographiques.

d) Histogrammes : ils donnent des représentations analogues à celles des cercles, mais nous les avons abandonnés assez tôt, parce qu'encombrants et peu maniables.

B. RESULTATS : MODES DE PRESENTATION ET D'INTERPRETATION

Les tableaux en annexe (p. 90 et 91) exposent les résultats en pourcentages totaux calculés à partir du nombre de galets de chaque nature pétrographique ; le premier donne les chiffres détaillés, le second les groupe en catégories d'ordre plus élevé. Les représentations cyclographiques (fig. 32) expriment les mêmes résultats traduit en pourcentages volumétriques relatifs. Sont également figurés une composition moyenne du delta obtenue par le calcul de la moyenne arithmétique des pourcentages de chacun des affleurements étudiés, les compositions obtenues pour trois des niveaux stratigraphiques supposés, ainsi que les compositions du Drac et de la Romanche.

Entre nombre et volume relatif, la différence se marque surtout par une diminution des teneurs en quartz, radiolarites et roches cristallines, au profit de l'ensemble calcaires - roches détritiques - silex. Cette variation traduit le fait que le second forme une part de plus en plus importante à mesure que croît la taille, tandis que les premiers sont surtout présents en petits galets. Radiolarites, quartz et roches vertes subissent une diminution très nette ; les granites - gneiss conservent un pourcentage du même ordre : 2 % contre 3 % (ils sont, en effet, parfois présents en très gros galets).

A partir de tableaux analogues à ceux donnés en annexe, exprimant cette fois la composition pétrographique en volume relatif, des polygones de fréquences ont fait apparaître les points suivants :

- les distributions suivent grossièrement une loi de Poisson. Celle-ci est une approximation de la loi binomiale - loi générale de distribution des probabilités - s'appliquant à une alternative où un des membres a une probabilité très faible, et notamment au cas d'une expérience où ce membre est jugé seulement sur son absence ou sa présence. En d'autres termes, comme on pouvait s'y attendre, les fréquences de chaque catégorie pétrographique décroissent rapidement à partir d'un maximum, correspondant à la première ou atteint à la seconde classe de valeurs volumétriques.
- Des courbes d'allure irrégulière s'obtiennent pour des groupes hétéroclites, qui juxtaposent diverses espèces pétrographiques (calcaires). Cela est une preuve du caractère artificiel de ces catégories choisies sur le terrain.

Dans quelle mesure les pourcentages trouvés reflètent-ils la réalité ? Trois facteurs limitent la confiance, d'ordre statistique, sédimentologique et personnel. Des chiffres de quelques ‰ ou ‰ sont affectés d'une telle variabilité statistique qu'il vaut mieux n'en retenir que la seule notion de présence ou de rareté. En outre, la sédimentation est irrégulière : à quelques mètres de distance sur une même horizontale elle ne s'est pas nécessairement faite au même moment ni de manière pétrographiquement homogène. La surface témoin d'un demi-mètre carré, sur laquelle a porté chaque comptage pétrographique, ne constitue qu'une approximation de la composition réelle de l'affleurement. Facteur personnel enfin, les déterminations sur le terrain n'étaient pas toujours aisées : galets trop petits, altérés, non identifiables à l'oeil (une grande part des calcaires n'a d'ailleurs pas pu être identifiée en lames minces) ; entre silex et calcaires siliceux existe une gamme où les teneurs en silice et en calcaire varient de manière continue ; certaines roches classées parmi les "roches vertes" (1) se sont révélées de vieux granites totalement altérés ou des laves très évoluées.

Les résultats chiffrés ou figurés ne doivent donc être pris qu'à titre indicatif. L'interprétation doit s'en faire dans l'optique des renseignements qu'ils peuvent apporter à la stratigraphie et à la paléogéographie miocènes, dont nous tenterons de donner un aperçu dans les deux chapitres suivants.

C. INTERPRETATION GENERALE

Nous ne donnerons ici qu'une interprétation générale, de manière à éviter des répétitions dans les chapitres de stratigraphie et de paléogéographie, qui n'ont pu être élaborés que sur la base des comptages pétrographiques.

Stratigraphiquement les divers affleurements montrent une homogénéité d'ensemble indiscutable, avec une large prédominance des galets calcaires ou de silex. Quelques différences se présentent cependant (2) ; quoique ténues, elles montrent une constance qui permet de distinguer des unités lithostratigraphiques.

Les espèces pétrographiques intéressantes pour les reconstitutions paléogéographiques (radiolarites, granites, quartzites, laves, certaines roches vertes) sont malheureusement en proportions trop faibles pour que, sur la base d'un calcul statistique valable, on puisse déceler des modifications du bassin versant. Cette absence cependant conduit à quelques conclusions. En dehors des variations qui constituent la base de la stratigraphie et qui par ailleurs sont trop faibles pour impliquer des modifications paléogéographiques notables, les pourcentages groupés des calcaires, des silex et des roches détritiques - à faciès subalpines pour la plus grande part - montrent que le bassin versant ne s'est presque pas modifié entre la base et le sommet du Miocène. Ce fait va à l'encontre des idées que l'on espérait pouvoir préciser par cette étude.

1) Proportions des différentes catégories pétrographiques

Les calcaires sont répartis en quatre catégories sur des arguments insuffisants de faciès (couleur et texture). Le calcaire "marneux noir" forme en général le groupe le plus restreint. La proportion totale des calcaires, en volume relatif, varie de 97 à 28 % (Roise II, Vence - Infernet). L'influence de la dimension se marque par l'augmentation en rapport direct du pourcentage. Si on y joint les silex et les roches détritiques - pour en faire un groupe supposé "sédimentaire autochtone", par opposition aux éléments "exotiques" - , l'étendue de la variation se ramène à 100 - 73 % (Roise II, Charmette). Elle se fait en fonction des niveaux stratigraphiques.

Les silex, avec les calcaires, sont les plus représentés aux grandes dimensions. Ils sont particulièrement nombreux à Vence - Infernet (près des 2/3).

(1) L'expression de "roches vertes" sera prise non dans son sens restreint de roches basiques faisant partie du "géosynclinal alpin" piémontais, mais dans une acception large, s'appliquant à des roches cristallines variées : serpentinites, gabbros, diorites, etc, que rapprochent leur commune couleur verte, sans égard pour leur provenance géographique et leur cycle orogénique.

(2) Une analyse rigoureuse des résultats aurait fait appel à un test d'homogénéité, dans le but de savoir si l'on peut considérer les affleurements étudiés comme faisant partie d'un même ensemble, malgré les différences observées dans les chiffres ; en d'autres mots, les fluctuations observées sont-elles seulement fortuites ? Outre la longueur des calculs que cela aurait entraînés, la faiblesse de la base numérique nous en a détournée.

Fig. 32. Comptages pétrographiques. Représentations cyclographiques des résultats (en volume relatif)

Pour rendre leur figuration plus claire, on a agrandi en couronne la portion de cercle correspondant aux radiolarites, aux quartz et aux roches cristallines (dits "exotiques").

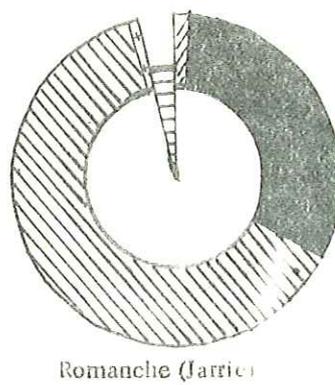
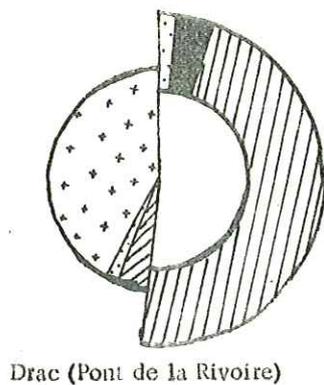
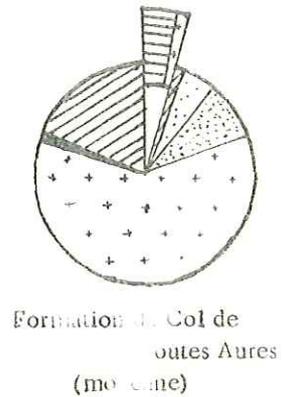
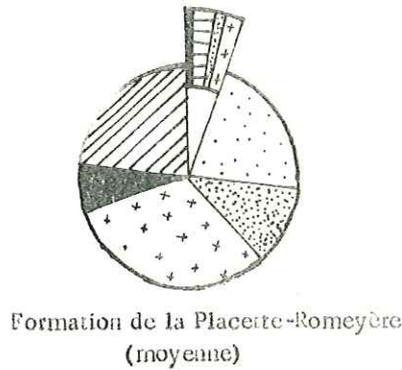
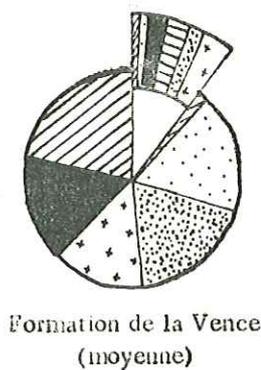
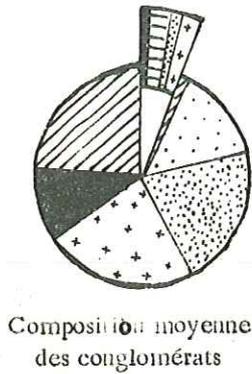
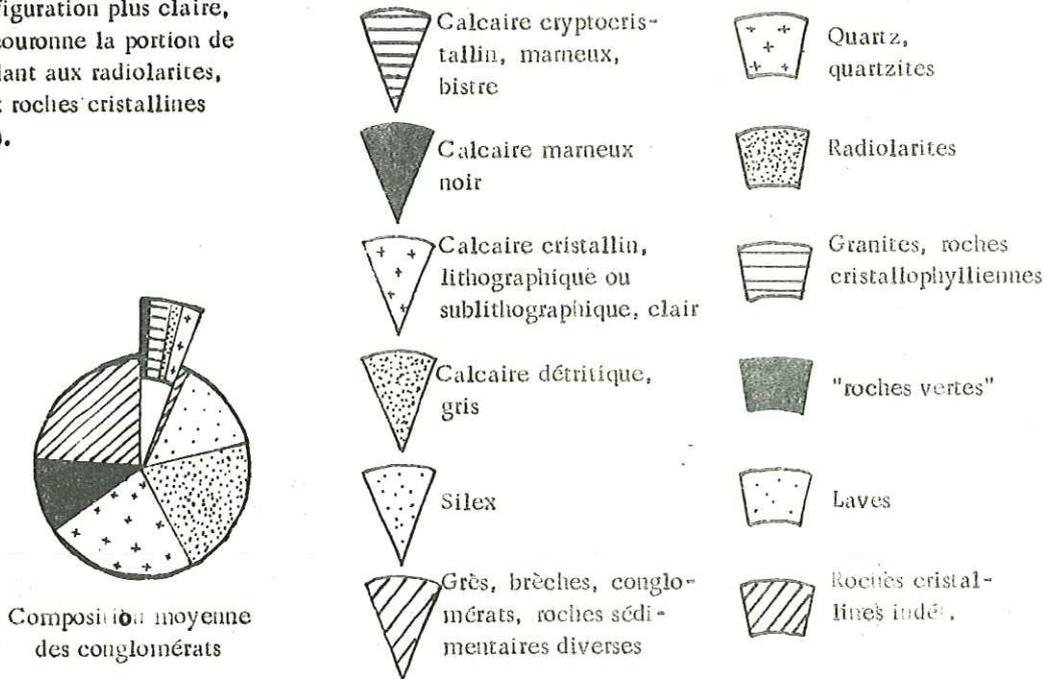
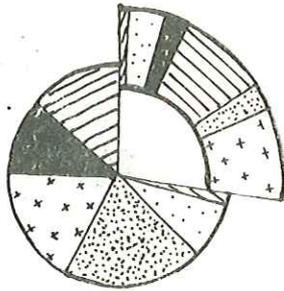
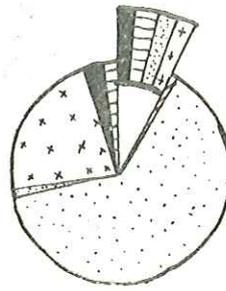


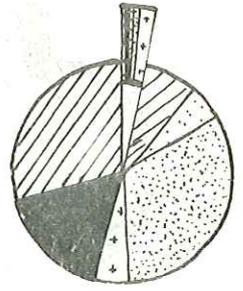
Fig. 32 (suite).



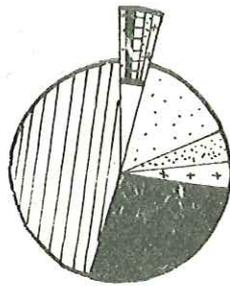
Charmette



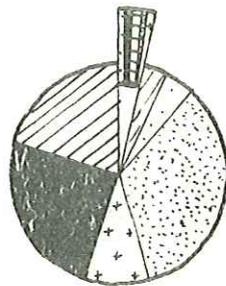
Vence - Infemet



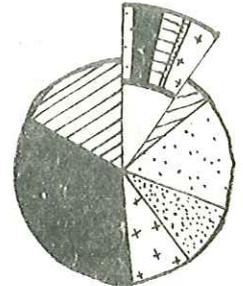
Falaise de Peteysser



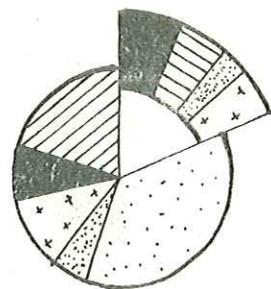
Vence - Peteysser



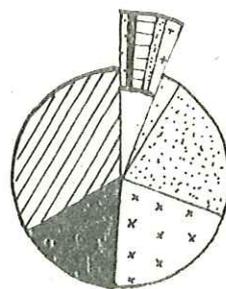
route de Quaix



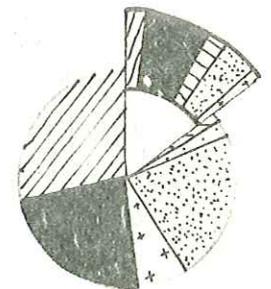
Vence - dalles



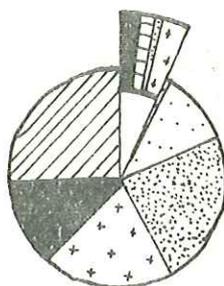
Pont de l'Oulle



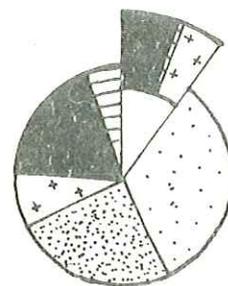
St-Egrève



Moretière

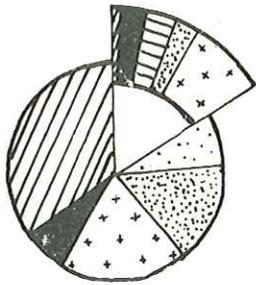


Clapière II

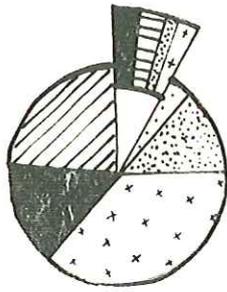


Clapière I

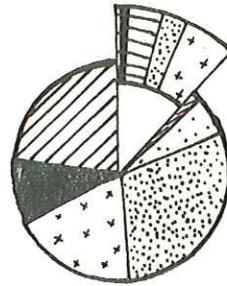
Fig. 32 (suite).



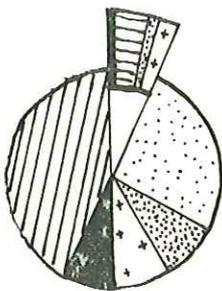
St-Nizier - La Tour



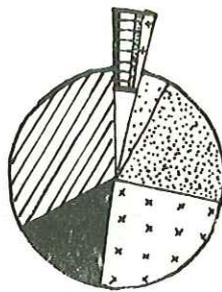
St-Nizier - Pierregraine



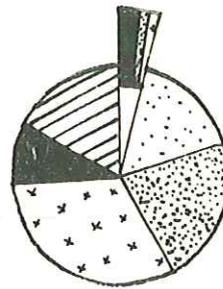
Lans - Croix de Lichou



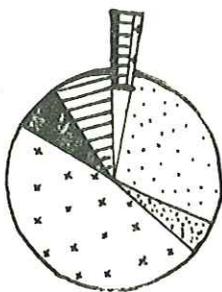
Au rans



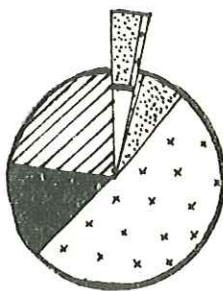
Bois-le-Roi



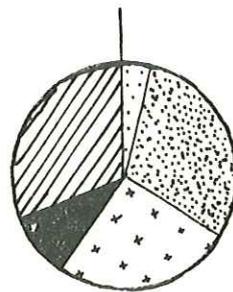
La Guillencière



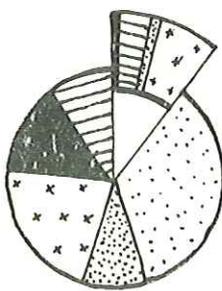
La Guillencière (bis)



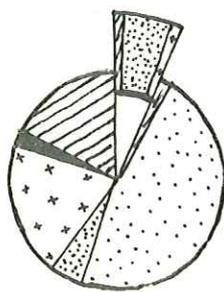
Roise I



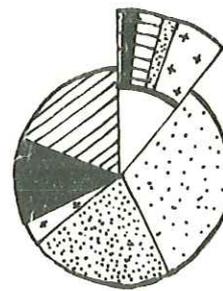
Roise II



Gachetière

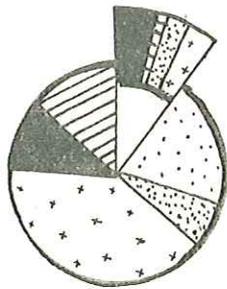


Malossane

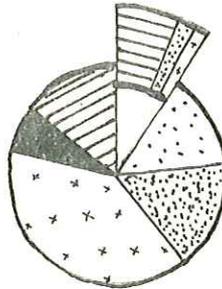


Voreppe

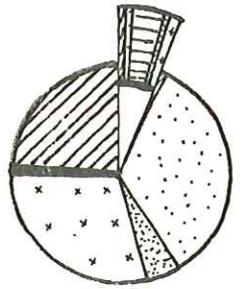
Fig. 32 (suite).



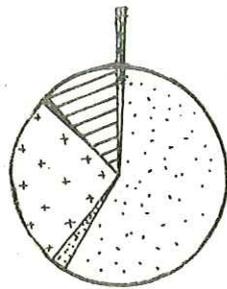
Veurey



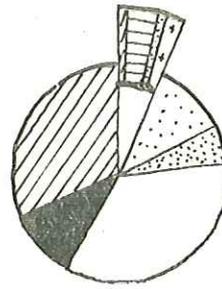
Montaud



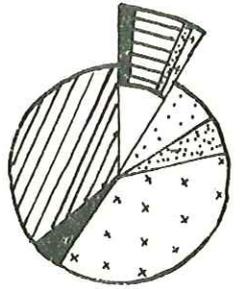
Cascade Chabert



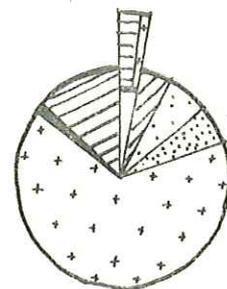
Roche Rousse



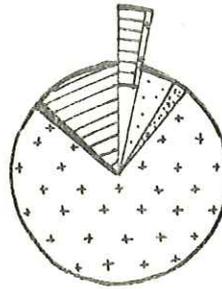
St-Quentin - Pierre Aiguë



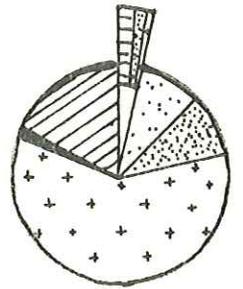
St-Quentin - Route



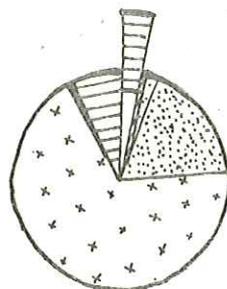
Tolvon



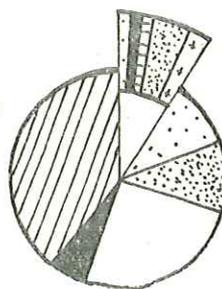
Voiron - Vouise



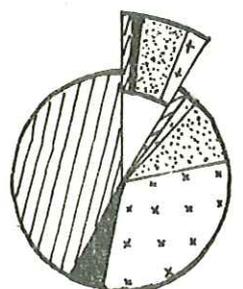
Le Bergureau



Mont Vélame



Serres-Nerpol



Col de Toures Aures

Grès, brèches et conglomérats sont de natures variées, mais leur proportions sont très faibles et peu significatives.

Les quartz forment en moyenne 2 % du volume total ; leur proportion tombe de 8 à 0,3 % lorsqu'on passe du 1er (25 mm) au 3e groupe de taille (100 mm). Ceci peut être dû à la dimension originelle des débris (diamètre des filons siliceux) ou à un transport prolongé.

Les quartzites sont groupés avec les quartz, car ils ne prédominent que dans quelques affleurements (Col de Toutes Aures, Mont Vélanne). A l'encontre de celle des quartz, leur fréquence est plus forte pour le groupe de 5 cm que pour celui de 2,5 cm.

La proportion des radiolarites est toujours trop faible pour qu'on puisse conclure quoi que ce soit de ses variations. Elles constituent 1 % du volume moyen.

Granites, microgranites, gneiss, micaschistes, migmatites (groupés, seuls les granites étant constamment représentés), forment en moyenne 1 % du volume. Des arguments de terrain, basés sur la granulométrie apparente et l'état d'altération (arénisation) tendent à montrer qu'il existe deux sortes d'apport, l'un de petits galets sains de nature variée, l'autre d'éléments homogènes pétrographiquement, souvent arénisés, couvrant une gamme de dimensions analogue à celle des calcaires. Les petits éléments sont plus fréquents là où radiolarites, quartz, roches vertes le sont également (Charmette, St-Nizier, etc).

Les laves interviennent pour une très faible part : en volume relatif leur proportion générale n'atteint pas 2 ‰. Elles sont relativement moins rares dans la formation de la Vence (voir Stratigraphie), où elles occupent 0,5 % du volume.

Quant aux "roches vertes", la variation de leur proportion (1,5 % du total en volume relatif) se fait également dans le sens d'une décroissance avec la taille. Mais l'hétérogénéité des roches rassemblées sous ce terme, et donc de leurs origines, fait qu'il y a superposition de plusieurs influences, certaines espèces pétrographiques persistant dans les grandes dimensions, d'autres représentées seulement aux petites.

2) Composition des minéraux de la molasse sableuse

Les roches sédimentaires et parmi elles les roches carbonatées, forment donc la plus grande part des conglomérats. A titre de comparaison et de complément, nous donnons ci-dessous le résultat en % de l'analyse volumétrique au compteur de points de deux lames taillées dans des niveaux molassiques.

	Quartz, silex	Calcaire calcaires	Feldspaths	Glauconie	Chl. rite. micas ferro-magnésiens
St-Nizier (Burdigalien)	45,5	49,5	1	1	3 %
Bergureuil (Vindobonien)	49,5	47,5	1,5	-	1,5 %

La proportion de calcaire y est moins forte que dans les galets. Parmi les quartz, certains y sont d'origine sédimentaire (silex, grès, calcaires sableux), les autres d'origine éruptive (granites, roches volcaniques) ou métamorphique ; il n'est pas possible d'en faire la part. On peut supposer un enrichissement relatif en quartz, par le seul fait qu'il est plus résistant aux actions mécaniques et chimiques prolongées, à l'origine de la finesse du sédiment.

Les teneurs citées par d'autres auteurs (notamment M. CHAUMONT 1956) sont du même ordre.

3) Groupements des catégories pétrographiques

Des groupements autres que purement pétrographiques en sédimentaire/cristallin se montrèrent justifiés et fertiles. Séparer calcaires, silex et roches détritiques d'une classe formée des roches cristallines, quartz, quartzites et radiolarites, en un essai d'opposition entre des origines internes et externes, reposait sur des bases fausses : une partie au moins des quartz, des granites et des roches vertes peuvent être de source externe (1). Mais ainsi on divisait grossièrement l'ensemble en subalpin/massifs cristallins externes + zones internes (avec seulement une erreur : certains silex, certains calcaires, certains grès peuvent ne pas être subalpins).

Ce n'était pas sans intérêt : la stratigraphie de l'ensemble des conglomérats est en grande partie fondée sur cette division. Cela a conduit à distinguer quatre formations, que nous détaillerons plus loin.

4) Comparaison avec les compositions du Drac et de la Romanche

Enfin la comparaison avec les proportions des galets charriés par la Romanche et le Drac est instructive. A Jarrie (Romanche), l'apport du Pelvoux en granites, de Belledonne en amphibolites et des deux massifs en roches métamorphiques est écrasant ; quelques calcaires marneux liasiques, dolomies du Trias et quartz, complètent l'ensemble. Au pont de la Rivoire (Drac), les calcaires jurassiques et surtout crétacés du Dévoluy (mais avec une proportion de silex faible par rapport à celle du delta miocène) s'ajoutent pour former environ les deux-tiers du nombre des galets, ou la moitié en volume, le reste étant des granites et roches cristallophylliennes en provenance du Pelvoux (en volume ils représentent 46 % : ils sont de taille plus grande que les calcaires) ; on y trouve enfin quelques quartz, des spilites et quelques amphibolites. La différence entre ces compositions et celle des conglomérats miocènes - et par là la dissemblance entre les bassins versants - saute aux yeux.

(1) Une autre constatation fait ressortir le caractère artificiel d'une telle séparation : dans des diagrammes de dispersion entre les teneurs en cristallin - radiolarites - quartz et en l'une de ces espèces pétrographiques, il apparaît que celle des quartz (et des quartzites) est presque la seule à faire varier la teneur totale.

III. ETUDE DES MINÉRAUX LOURDS DU CIMENT

L'étude des minéraux lourds a été effectuée par Melle G. LATREILLE du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon.

Après qu'une attaque à l'acide chaud ait provoqué l'élimination du calcaire, de l'apatite et des oxydes de fer, l'examen a porté sur la fraction d'une dimension supérieure à 50 μ . Nous en donnons les résultats dans le tableau ci-dessous (fig. 33).

	Burdigalien						Vindobonien				"Pontien"
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Calcaire	40	58	n. d.	48,5	44	45	48	55	67	47	63
Fraction > 50 μ	53,5	32		35,5	41	42	43	39	29	44	28,5
Fraction < 50 μ	6,5	10		16	15	13	9	6	4	9	8,5
Epidote (zoisite)	46,5	32	9,5	45,5	48	25	49,5	43	64	53,5	47
Grenat	41	42	82	37	33,5	60,5	42	44	27	41	33
Glaucophane	+	0,5	0,5	11	11,5	1,5	3,5	5	4,5		0,5
Chloritoïde	0,5	0,5				+		0,5	+	0,5	
Hornblende, actinote	6,5	1,5	0,5	1	2,5	2	0,5	1,5	2	0,5	0,5
Tourmaline	1	2,5	3,5	+	+	1	0,5	1	0,5	0,5	2,5
Zircon	0,5	18	0,5	1,5	1,5	3	0,5	2,5			12,5
Rutile	0,5	0,5		0,5		0,5		0,5			
Sphène	3	1	0,5	0,5	1,5	1,5	0,5	0,5	1,5	0,5	3
Andalousite						+					
Staurotide	0,5	1,5	1,5	1,5	1,5	3,5	2,5	1	0,5	2,5	1
Disthène	+			1,5	+	0,5	0,5	0,5		1	
Cassitérite			1,5			0,5					
Augite						0,5					

Fig. 33. Etude des minéraux lourds (G. LATREILLE) Tableau des résultats en pourcents.

Echantillons : n° 1 (St-Nizier - La Tour), n° 2 (Sassenage), n° 3 (Sassenage), n° 4 (Vence - Infernet, ravin de Maupertuis), n° 5 (id), n° 6 (Charmette), n° 7 (Pont de l'Ouille), n° 8 (Moretière), n° 9 (Vence - dalles), n° 10 (Le Bergurenil), n° 11 (Col de Toutes Aures).

Les échantillons sont rangés dans un ordre stratigraphique (cf. chapitre suivant). Les proportions obtenues ne montrent pas de variation systématique lorsqu'on monte dans la série. Les variations observées restent inexplicables. Par analogie avec les résultats obtenus en Suisse (A. VATAN, P.E. ROUGE & F. BOYER 1957) et dans le Bas-Dauphiné (G. LATREILLE *rens.* oral), on aurait pu s'attendre à une augmentation des teneurs en épidote et en hornblende et inversement à une diminution de celles en grenat, glaucophane et chloritoïde. Or, si une variation en rapport inverse de l'épidote et du grenat existe réellement, elle ne montre aucune progressivité. Le glaucophane n'est abondant que dans deux échantillons du Burdigalien (Vence - Infernet) et non dans les autres du même étage. La hornblende n'est relativement fréquente que dans un échantillon (St-Nizier - La Tour). Les hautes teneurs en zircon dans un échantillon de Sassenage et dans celui du Col de Toutes Aures pourraient être mises en rapport, pour le premier, avec le Sénonien sous-jacent (mais dans ce cas il devrait en être de même pour d'autres échantillons burdigaliens, notamment Charmette et Vence - Infernet) et, pour le second, avec les galets de granite assez nombreux dans cet affleurement.

A côté des minéraux lourds, on note quartz, feldspath, glauconie, un peu de muscovite, très peu de chlorite.

Origines possibles : rappelons que M. CHAUMONT (1956) voit dans les sables molassiques du Bas-Dauphiné un apport détritique provenant surtout des Schistes lustrés et, pour une faible part, de "chaînes récentes" (massifs cristallins externes ?).

Nous ne pouvons que mettre en relation certains minéraux avec des galets de roches comportant les mêmes minéraux, par exemple glaucophane et galets de glaucophanite. L'association de minéraux de fort métamorphisme (staurotide, disthène) avec des minéraux de métamorphisme plus faible (épidote, grenat) fait penser à une origine double : massifs cristallins externes (source également de la hornblende) et zones internes (d'où proviendrait aussi le glaucophane).

CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

=====

L'étude pétrographique, tant les comptages sur le terrain que les déterminations en laboratoire et les analyses, font apparaître les points suivants :

- existence de roches sédimentaires provenant des massifs subalpins et des zones internes ;
- en dehors des espèces non identifiées, les roches cristallines sont représentées par les granites du Pelvoux, les spilites triasiques et d'autres laves de provenance inconnue, quelques variolites et des roches vertes à rattacher en partie aux ophiolites intra-alpines ;
- les roches sédimentaires prédominent, dans un sédiment presque uniforme en extension verticale et horizontale.

Les faibles variations cependant décelées conduiront, avec les résultats de l'étude sédimentologique, à quelques réponses aux questions d'ordre stratigraphique et paléogéographique.

- L'absence de variation systématique dans les teneurs des minéraux lourds est à noter, car elle va à l'encontre des résultats obtenus ailleurs. Une étude approfondie permettrait peut-être d'éclairer la question.

STRUCTURE TECTONIQUE STRATIGRAPHIE

I. STRUCTURE TECTONIQUE

La mesure des pendages n'est pas toujours chose aisée, au contraire. Le litage est absent ou peu net ; la stratification est entrecroisée, inclinée ou simplement capricieuse ; les surfaces sont bosselées par les galets. Ainsi les valeurs obtenues aussi bien pour la direction que pour le plongement des couches ne reflètent-elles la réalité qu'avec une part certaine d'erreur.

La carte de la fig. 38 p. 78 porte les pendages mesurés. Nous nous baserons sur eux pour décrire, d'E en W, la structure des affleurements.

Dans le synclinal de La Monta (bloc de la fig. 34), le flanc E est redressé à la verticale, tout comme le Sénonien sous-jacent. Les pendages s'horizontalisent ensuite peu à peu, puis plongent vers l'W, avec une valeur maximum de 60°, cette fois encore identique à celle du Sénonien. Le cœur même du synclinal est caché par la végétation. Des glissements banc sur banc existent dans le flanc W, marqués par des stries indiquant un affaissement du cœur du synclinal ; ces stries s'impriment sur le ciment et aussi sur et dans les galets, cisailés en tronçons parallèles (St-Egrève).

La prolongation dans le Vercors ne montre que des affleurements correspondant au flanc W, recouvert par le Sénonien : les pendages, fort irréguliers, sont horizontaux ou plongent vers l'E, de valeurs allant jusqu'à 30°. A Sassenage, la concordance est nette avec les lauzes sénoniennes. Les pendages sont subhorizontaux dans le synclinal d'Autrans dont le Miocène occupe le centre.

Les synclinaux de la Placette et des Ecouges offrent le même style (fig. 35) : léger relèvement vers l'W sous le chevauchement de Voreppe et plongements réguliers vers l'E, de 20° à 30°.

FIG. 34. STRUCTURE DU SYNCLINAL DE LA MONTA, DE ROCHEPLEINE AU TROU DE L'INFERNET, VU A 1300 m D'ALTITUDE AU-DESSUS DE NARBONNE.

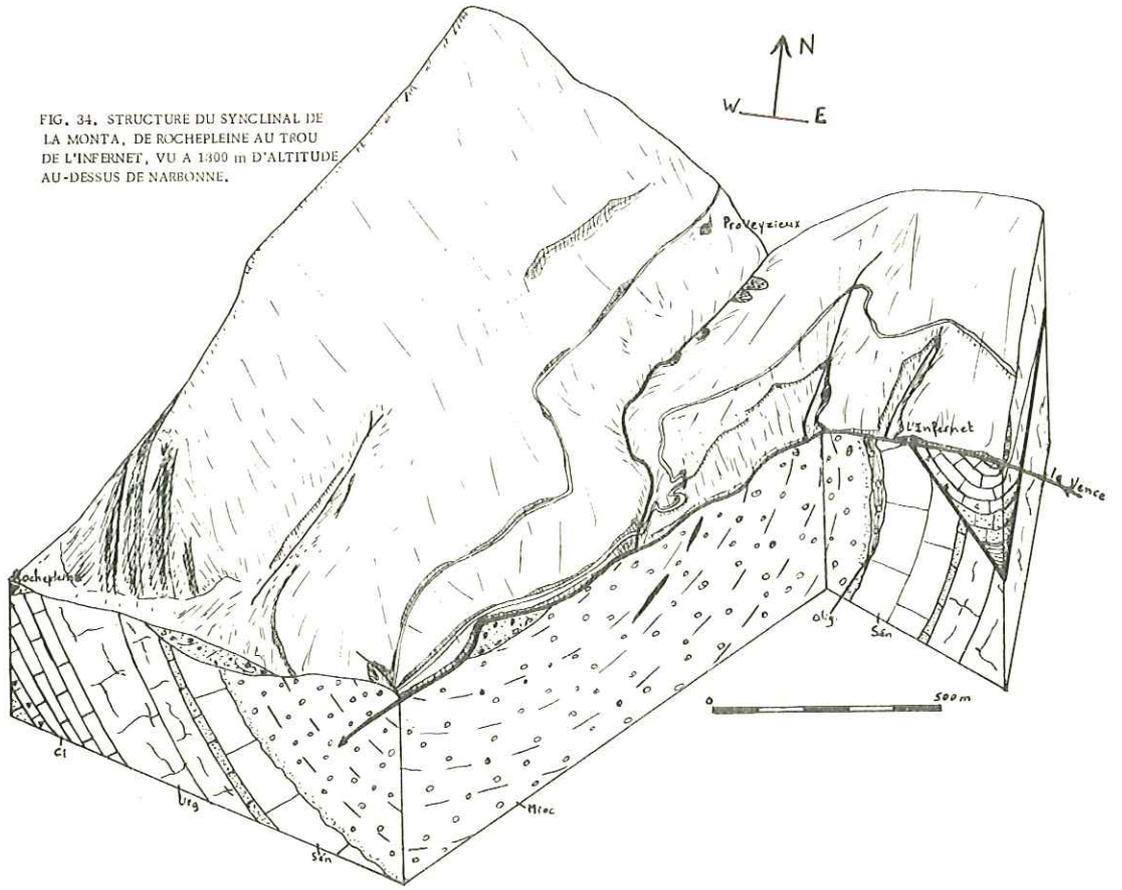
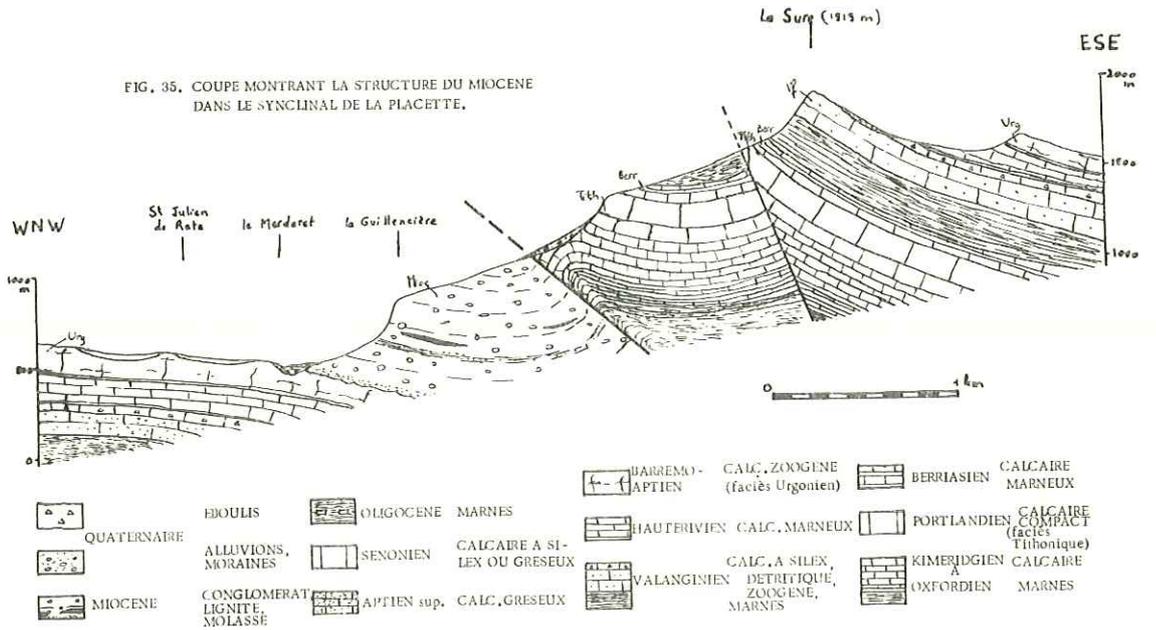


FIG. 35. COUPE MONTRANT LA STRUCTURE DU MIOCENE DANS LE SYNCLINAL DE LA PLACETTE.



II. STRATIGRAPHIE

On aurait aimé fonder la stratigraphie d'un ensemble conglomératique tel que le delta de Voreppe sur la faune incluse, mais elle est quasi absente. Seuls les niveaux sableux ont fourni des éléments de datation. Aussi les termes utilisés seront-ils d'ordre lithologique et la chronostratigraphie seulement proposée à titre d'hypothèse. Les diverses formations ont en effet été individualisées essentiellement à partir des différences qu'elles présentent dans leur composition pétrographique.

A. FORMATION DE LA VENCE

La coupe type est prise d'E en W le long de la Vence, entre le Tron de l'Infernet et le torrent du Tenaison (Pont de l'Ouille).

Lithologie : la base est sableuse ou gréseuse. Au-dessus viennent des conglomérats comportant en général un fort pourcentage d'espèces pétrographiques "exotiques" : des laves, le microgranite à micropegmatite, le micro-conglomérat siliceux lie de vin, le granite très altéré vert, d'autres granites, des radiolarites. Dans le détail, ce pourcentage d'abord important, accompagné de nombreux silex très gros, diminue en même temps que la granulométrie s'homogénéise et qu'apparaît du lignite, puis elle augmente tandis que les galets deviennent plus petits (30, puis 92,5 et enfin 44,5 % du volume en calcaires). Néocomien et Malm à faciès subalpin y sont représentés. Le ciment est plutôt dur.

L'épaisseur totale est de 500 à 600 m, dont 5 à 6 m pour la molasse de base.

Limites : elle comprend la totalité des affleurements des synclinaux de La Monta, de St-Nizier - Lans et la bordure occidentale de ceux de la Placette et des Ecouges. La base est transgressive.

Variations de faciès : nous n'avons pas retrouvé sur le flanc ouest du synclinal de La Monta le niveau à gros galets de silex de l'Infernet. A Sassenage, les quelques mètres de conglomérats sont compris entre des bancs de calcaire à lits sableux fins. Les sables de base atteignent à St-Nizier - Lans une épaisseur de 15 à 20 m. Le passage aux conglomérats s'y fait de manière nettement tranchée, ou progressivement par lentilles, mais jamais sur plus de quelques mètres. A Voreppe, où dans la molasse sableuse s'observent de belles figures de sédimentation (stratification entrecroisée, involutions), l'épaisseur est d'une cinquantaine de mètres ; entre Montaud et St-Quentin, d'environ 10 m. Le faciès est compact et gréseux à Miribel, sur une quinzaine de mètres. Dans le synclinal des Ecouges (pont de la Drevenne), la succession est (fig. 36) :

- dalle calcaire fossilifère
- molasses calcaire, gréseuse, marneuse, en niveaux superposés ou lentilles, à stratification irrégulière
- conglomérat à galets verdis de calcaire sénonien et de silex noir bleuté (niveau discontinu)
- discordance angulaire de 15°
- calcaire sénonien à silex bruns.

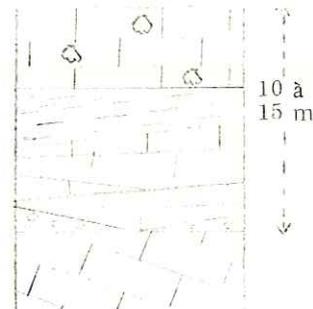


Fig. 36. Base du Miocène au Pont de la Drevenne.

Fossiles : C. DEMARCO cite : Chlamys aff. praescabriuscula, C. multistriata, C. aff. radians, Pecten subnenedictus, P. paulensis, Ostrea aff. aginensis, moules de lamellibranches, Echinolampas sp., bryozoaires (dalle calcaire des Ecouges, Voreppe, St-Quentin, Miribel). Les galets calcaires sont perforés de trous de pholades ou d'annélides.

Age : Eurdigalien (1) certainement pour la base. Le sommet n'est pas daté ; il pourrait atteindre le Vindobonien.

B. FORMATION DE LA PLACETTE - ROMEYERE

La coupe type est fournie par la Roise et le ravin de Malossane.

Lithologie : la formation commence par un faciès sableux jaune avec de grosses loupes argileuses, surmonté par des conglomérats où s'intercalent des lentilles de sable qui, sur les falaises perpendiculaires à ce qui fut la direction du courant, dessinent une stratification entrecroisée de fond de chenaux et apparaissent, sur les coupes en long, d'une extension de plusieurs dizaines de mètres. On trouve aussi des faciès marneux associés à du lignite. Les galets y sont en moyenne plus gros que ceux de la formation de la Vence, le ciment friable, la stratification et le granoclassement grossiers. La composition pétrographique est assez homogène, aussi bien dans les proportions de roches sédimentaires - exotiques, que dans celles des différents groupes lithologiques entre eux : les teneurs en radiolarites, quartz, granites et roches vertes sont faibles, de 0 à 10 % avec une moyenne de 4,5 % du volume. Les radiolarites n'abondent pas ; quartz et granites ont des proportions équivalentes ; en fait de roches microlitiques ou microgrenues, on ne rencontre qu'une rhyolite potassique ou tuf rhyolitique et un microgranite rouge (lames 6964, 5988). Les pourcentages de silex varient.

L'épaisseur est d'une trentaine de mètres pour les faciès fins de base - 375 m environ pour les conglomérats.

La limite inférieure est marquée par le faciès molassique de base, la limite supérieure est tectonique (pli-faïlle de Voreppe) ou d'érosion. Cette formation comprend les affleurements du synclinal de la Placette (en dehors des niveaux de la formation de la Vence), jusqu'à vers les Echelles, les affleurements du synclinal des Ecouges jusqu'au col de Romeyère et une partie des affleurements de Montaud, de St-Quentin et d'Autrans.

Variations de faciès : au Pont de la Drevenne on trouve, sous les conglomérats, des marnes sableuses gris verdâtre à minces lits charbonneux. L'épaisseur actuelle y est de 150 m au maximum.

Fossiles : Ostrea crassissima, dents de squales (Gachetière, près de Voreppe), Lithophages des galets calcaires. Dans les niveaux de lignite : Cerithium (Tympanotomus) papaveraceum, C. bidentatum tricinctum, Helix, planorbis, limnées, Mastodon angustidens : 2 dents (CHARVET 1840). L'étude palynologique d'un échantillon de lignite provenant de la Guillecière a été effectuée par Mme VILAIN au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon ; la liste des pollens observés se trouve en annexe (p. 92).

Age : les lignites sont du Vindobonien (Tortonien probable). Nous attribuons un âge général vindobonien à l'ensemble de la formation.

C. FORMATION DU BAS-DAUPHINOIS

Cette formation englobe différents lithotypes marneux ou sableux individualisés par différents auteurs à St-Lattier, Montchenu, Tersanne, Chimilin, N. D. de l'Osier, etc.

La coupe type en est prise de Vinay vers le col de Toutes Aures (fig. 3).

Lithologie : molasse sableuse jaune plus ou moins vif ou grisâtre, à stratification entrecroisée. Un faciès grossier intercalé a été appelé par C. DEMARCO "conglomérats de N. D. de l'Osier". Sa composition pétrogra-

(1) Nous emploierons ce terme de préférence à l'expression de Girondien supérieur, dont l'emploi ne paraît pas encore généralisé.

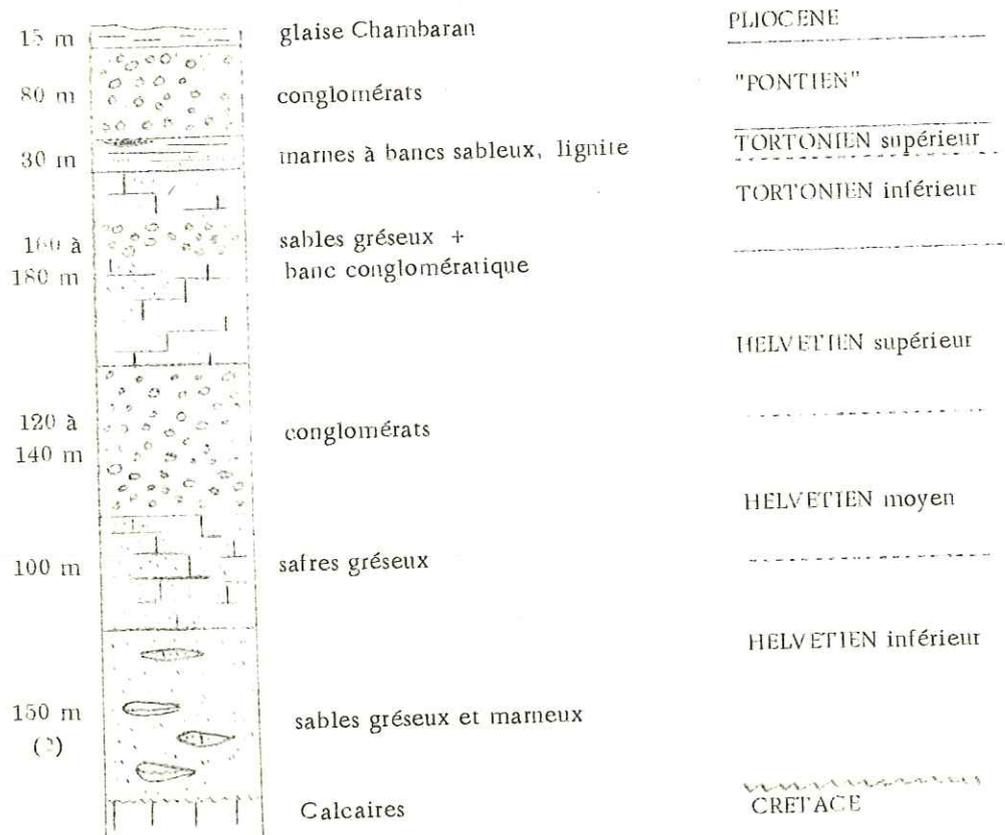


Fig. 37. Colonne stratigraphique de la Formation du Bas-Dauphiné aux environs de N.-D.-de l'Osier (d'après G. DEMARCQ).

phique est semblable à celle des conglomérats de la Formation de la Placette - Romeyère. A la partie sommitale, on trouve des lignites, mêlés à des marnes à bancs sableux.

L'épaisseur totale est variable, pouvant dépasser 600 m. Celle des conglomérats est d'environ 120 m à N.-D.-de l'Osier ; il s'agit d'une langue, qui s'effile vers l'W.

La limite inférieure est transgressive. Cette formation s'étend à tout le Bas-Dauphiné.

Variations : dans un secteur nord, vers Voiron, des conglomérats remplacent les sables au sommet de la série. Ils se caractérisent par la nette prédominance de calcaires sublithographiques ou cristallins clairs et par les grandes dimensions des galets de granite. Les conglomérats de N.-D.-de l'Osier n'existent pas dans ce secteur.

Fossiles : on en trouvera la liste dans les ouvrages concernant le Miocène de cette région (voir notamment G. DEMARCQ 1962).

Age : Helvétien et Tortonien. Les conglomérats de N.-D.-de l'Osier sont attribués, par G. DEMARCQ, à l'Helvétien moyen et une partie de l'Helvétien supérieur. Le faciès à galets de Voiron appartient à la fin du Tortonien ou peut-être déjà au "Pontien" (Tortonien s.l. sup.) : il est difficile de faire jouer des arguments géométriques sur des distances aussi grandes et des pendages aussi faibles.

D. FORMATION DU COL DE TOUTES AURES

Cette formation correspond aux "conglomérats à galets impressionnés" de différents auteurs.

Son nom vient de la terminaison NW de la coupe précédente.

Lithologie : il s'agit uniquement de conglomérats, dont les caractéristiques principales sont la relative abondance de granites arénisés, bien remarquables sur les affleurements, et la présence des quartzites, qui prévalent nettement sur les quartz. Les calcaires sublithographiques et cristallins clairs sont nombreux (plus de 70 %).

L'épaisseur dépasse la centaine de mètres.

Limites : cette formation couronne la plupart des collines du Bas-Dauphiné, directement sous la glaise à galets de quartzite. Sa base est marquée par le passage des sables de la Formation du Bas-Dauphiné aux galets (secteur méridional, vers Vinay) ou l'apparition des granites arénisés (secteur septentrional).

Variations : cette formation est homogène.

Fossiles : en dehors des lithophages, la formation est azoïque.

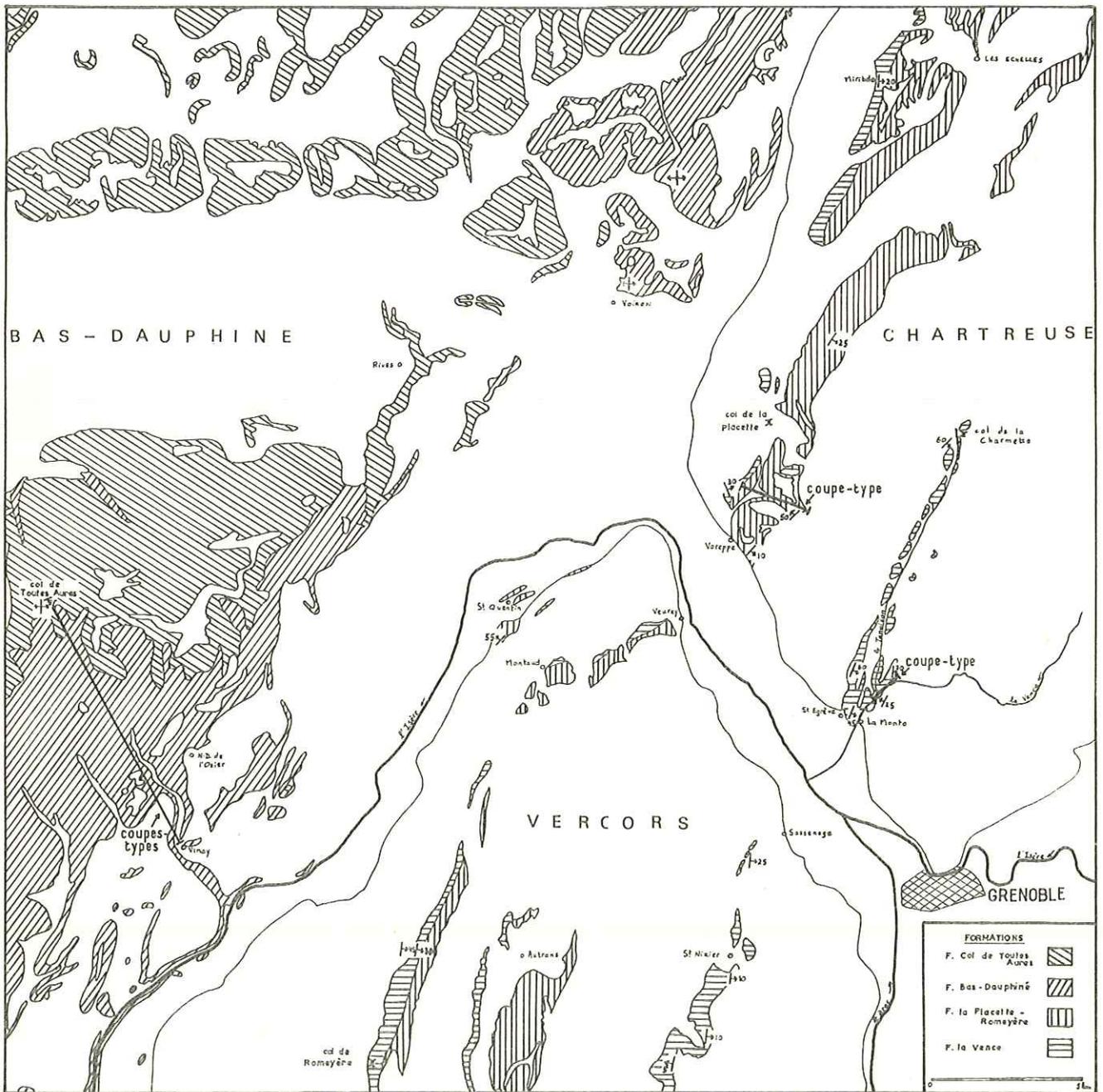
Age : "Pontien" (ou Tortonien s.l. sup., si l'on adopte la nouvelle terminologie).

CONCLUSION

Le principal problème est celui de l'âge des conglomérats situés dans le synclinal de La Monta, et par là de leur relation dans le temps avec ceux de la Placette, datés du Vindobonien. Si la partie supérieure des conglomérats de La Monta est vindobonienne, on se heurte au fait que la composition pétrographique de ses galets ne ressemble pas à celle de la Formation de la Placette ; en effet, dans la première, on trouve jusqu'à 18,5 % de galets "exotiques" en volume vers le sommet (Pont de l'Oulle, affleurement proche du coeur du synclinal). Mais si l'ensemble des galets de La Monta est du Burdigalien, on n'explique guère l'énorme différence d'épaisseur qui existe pour cet étage entre le synclinal de La Monta et celui de Voreppe : de 500 m au moins à environ 50 m. La première solution a été adoptée sur le schéma de la fig. 39.

En résumé, on peut distinguer chronostratigraphiquement, de bas en haut (fig. 38 et 39) :

- un Burdigalien à faciès sableux, puis conglomératique, dont l'extension est limitée à l'Ouest par une ligne de rivage ;
- un Helvétien et un Tortonien conglomératiques à l'Est, presque entièrement sableux à l'Ouest (Bas-Dauphiné) ;
- un "Pontien" conglomératique, déposé seulement dans le Bas-Dauphiné, ou d'extension générale.



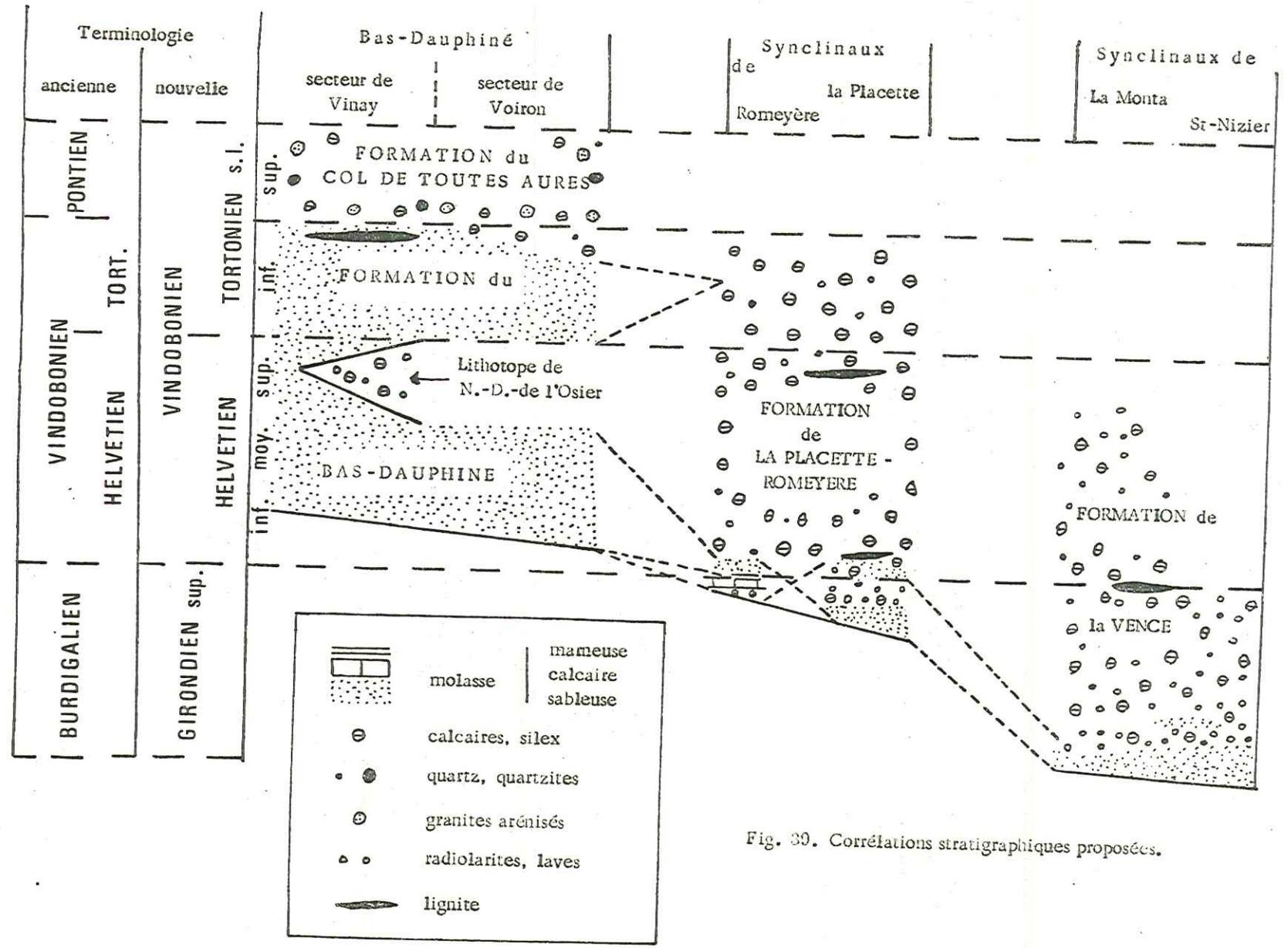


Fig. 39. Corrélations stratigraphiques proposées.

PALEOGEOGRAPHIE

Dans une association lithologique, on connaît la grossièreté ou la finesse, l'aspect des éléments, la composition ; on connaît aussi les facteurs qui ont pu conditionner son faciès, mais on manque de références, qui détermineraient le rôle de chacun de ces facteurs. Ainsi, si une espèce pétrographique est bien représentée, sa fréquence peut, soit signifier la proximité ou la grande extension de sa zone d'affleurement, soit tenir à la dureté de la roche ; la grandeur moyenne des galets est de même liée à la longueur du transport, à la dureté de la roche, au débit de l'affleurement. C'est pourquoi il est difficile de remonter à une image exacte de ce que furent la paléogéographie et son évolution. L'esquisse proposée aura seulement valeur d'hypothèse et beaucoup de questions resteront sans réponse.

I. LE BASSIN DE SEDIMENTATION

=====

A. LA SUBSIDENCE

Des variations grossièrement continues de la composition pétrographique apparaissent dans les résultats des comptages exposés dans un ordre géographique, par synclinaux et d'Est en Ouest.

La première explication qui viennent à l'esprit est celle de remplissages successifs de synclinaux existants. Mais ceux-ci n'étaient pas encore formés : il n'apparaît pas de discordance, surtout à l'Est, entre Miocène et substratum mésozoïque ; les directions de courant sont E-W et non S-N. Le substratum du delta était formé de couches horizontales à l'Est (concordance sur le Sénonien de l'Infernet), légèrement relevé à l'Ouest, en relation avec les plissements crétacés repérés dans le Vercors occidental. La région ouest s'est immergée plus tardivement que la partie orientale.

Pour expliquer l'individualité des diverses formations et notamment les différences entre leurs compositions pétrographiques et leurs épaisseurs, on est amené à distinguer une subsidence et une évolution dans le dessin des zones subsidentes. La sédimentation s'est faite sous une tranche d'eau à peu près constante dans le temps ; eau douce pour la partie fluviatile ou deltaïque, puis progressivement salée vers la mer, C'est donc le fond qui, en se déprimant, appelait les sédiments.

L'enfoncement (et donc l'épaisseur des dépôts) fut d'abord important à l'Est, puis se déplaça vers l'Ouest, comme poussé par une "onde de flexure" (Cf. GOUVERNET 1958). La transgression a suivi le déplacement de la subsidence. On peut y voir un mouvement lent ou saccadé.

La fig. 40 présente une esquisse volontairement très schématique de la subsidence telle qu'il est possible de la concevoir à partir des corrélations chronostratigraphiques et de l'épaisseur des formations. Sauf sur la coupe I,

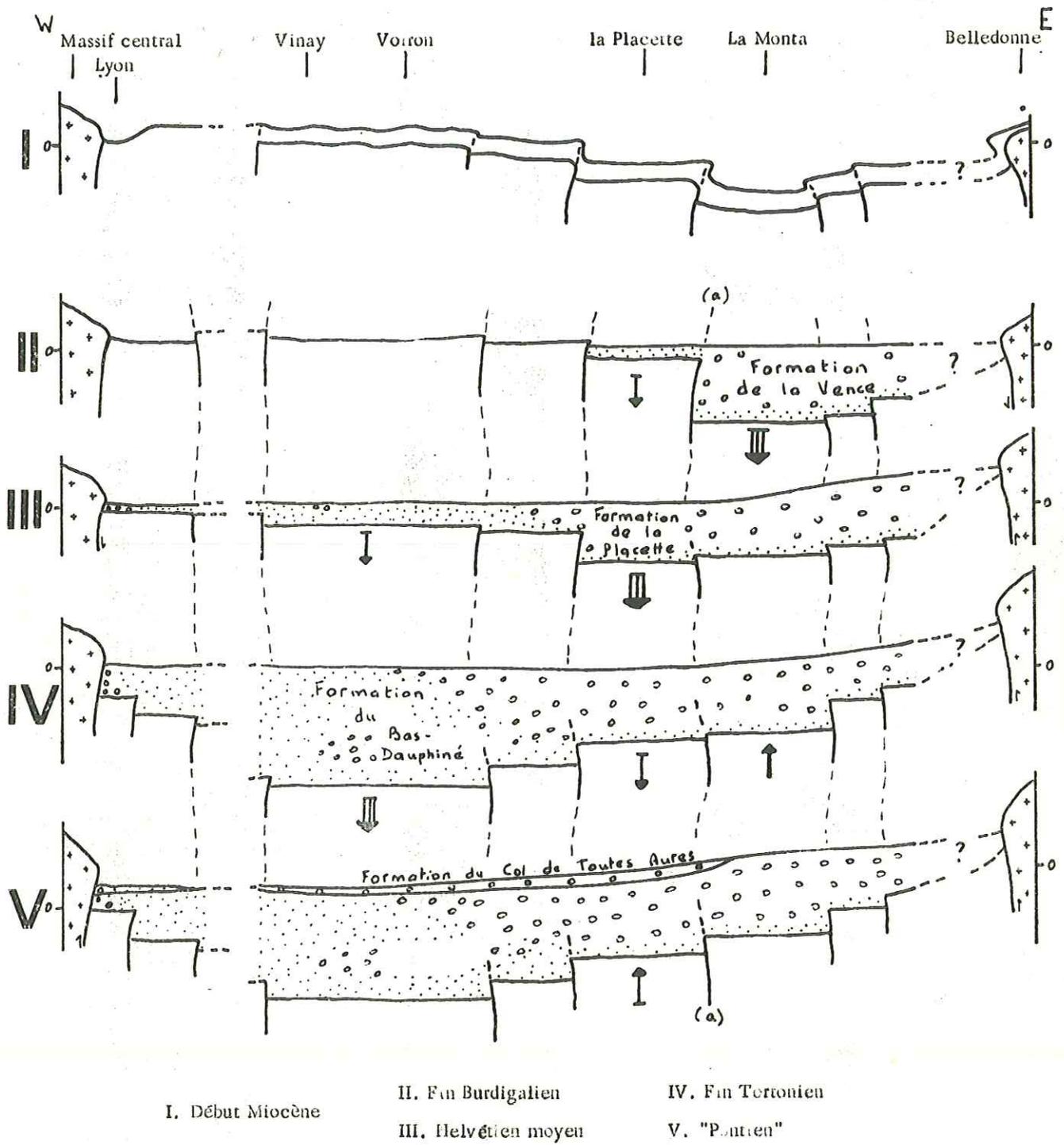


Fig. 40. Schéma, dans le temps, de la subsidence au Miocène.

les flexures supposées sont entièrement indiquées par des failles nettes. Des flèches symbolisent, par leur épaisseur, l'importance de l'enfoncement.

On voit que, dans le temps, celui-ci migre d'Est en Ouest : l'actuel synclinal de La Monta, qui, sur cette transversale, contient la majeure partie de la formation de la Vence, s'enfonce le premier, suivi, au Vindobonien, par celui de la Placette et enfin par le Bas-Dauphiné (dont les deux secteurs à lithologie différente, Voiron et Vinay, ont été représentés sur la même transversale). Fait important, on voit aussi que, dans le temps, entre une première unité dont la subsidence s'est arrêtée et la suivante qui s'enfonce, la flexure s'inverse. Le mouvement relatif faisant monter une unité relativement à sa voisine plus occidentale, sera fortement accentué au Pliocène, pendant lequel les flexures tendront à devenir plus horizontales et donneront plis chevauchants, plis-failles ou failles inverses. Ainsi à la faveur de la flexure indiquée en a-a sur la figure, qui après avoir joué au Burdigalien dans le sens d'un enfoncement du compartiment est, s'est inversée à l'Helvétien, se dessinera le "pli-faille de Voreppe" (en réalité elle devrait se dédoubler en deux contacts).

B. LE DELTA

Au début du delta se déposaient les éléments grossiers ; plus loin les sables et enfin les marnes. Très schématiquement en effet, les faciès sont conglomératiques vers Grenoble, sableux dans le Bas-Dauphiné et le Rhône d'alors drainait surtout les marnes pour les sédimer plus loin, dans son bassin aval.

Dans le détail, on voit des lentilles sableuses ou argileuses qui sont probablement les restes de mares ou d'étangs d'eau calme isolés du courant. Dans le temps, quelques variations se sont produites dans la compétence des eaux, traduites par la granulométrie, plus faible en moyenne dans la formation de la Vence, plus élevée dans les autres. Elles pourraient être le résultat soit de modifications climatiques, par exemple une augmentation de la pluviosité, entraînant de plus gros débits fluviaux, soit d'un ravivement tectonique du relief, soit encore des deux actions conjuguées.

Le débouché du fleuve dans sa plaine alluviale était proche de l'entrée actuelle de la cluse de l'Isère, dont nous ne savons pas si elle était déjà esquissée ou non.

La limite du delta (limite de l'influence des apports grossiers alpins dans la lithologie des sédiments) se situe (fig. 2 p.12) entre Lans, Autrans, le col de Romeyère. Au S et au SW de cette ligne, les faciès sont encore marins à La Balme de Rencurel (dalle calcaire à pectinidés), jusqu'à St-Martin et dans le Royans. L'absence de Miocène dans les régions du Vercors situées à l'extérieur de cette démarcation fait supposer qu'elles étaient émergées. En Chartreuse, les affleurements se relient à la molasse miocène savoyarde et suisse. Mais presque toutes les limites actuelles des conglomérats sont des limites d'érosion.

II. LE BASSIN FLUVIATILE

=====

Ce que l'on sait du profil fluvial montre que les premiers reliefs attaqués par l'érosion se trouvaient à une distance suffisante des affleurements actuels des conglomérats pour que leurs débris acquièrent la morphologie caractéristique et qu'augmente la proportion relative des éléments durs tels que les silex par rapport à celle des roches carbonatées.

Les déterminations pétrographiques conduisent à une image de la composition pétrographique du bassin versant et des reliefs atteints par l'érosion.

A. MASSIFS SUBALPINS

Les roches calcaires et les silex à faciès subalpin dauphinois abondent, en gros galets. Ils ne peuvent provenir de la Chartreuse et du Vercors, en partie situés à l'aval du delta et immergés. En amont, il ne reste actuellement que quelques maigres affleurements de Malm et de Néocomien vers Bourg d'Oisans (J. REBOUL 1962). On peut penser donc à une couverture sédimentaire de Belledonne et des collines, qui aurait fourni à la fois Crétacé supérieur, inférieur et Jurassique supérieur. Les gros silex de la base de la coupe de la Vence sont peut-être repris à partir de l'Oligocène, lui-même formé aux dépens directs du Sénonien.

Le faciès Dévoluy du Sénonien se développait donc probablement plus au Nord qu'actuellement et devait ainsi dépasser la vallée du Drac. Les couches tertiaires calcaires ou gréseuses - du Champsaur et (?) des Aiguilles d'Arves - étaient émergées; si elles n'ont donné que peu de galets, c'est en raison de leur éloignement ou de leur faible relief.

B. MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

On n'a aucun élément provenant sûrement du massif de Belledonne; ou bien ses roches cristallines et cristallophylliennes ne dépassaient pas l'altitude zéro, ou bien elles étaient hors d'atteinte de l'érosion, enfouies sous une couverture sédimentaire. Peut-être au Miocène supérieur commençait-il à apparaître, car des amphiboles se montrent alors parmi les minéraux lourds de la molasse du Bas-Dauphiné (G. LATREILLE *rens.oral*). Le cristallin du massif des Rousses avait déjà été érodé lors du dépôt des conglomérats des Aiguilles d'Arves (R. BARBIER 1948). On ne peut rien affirmer de leur configuration au Miocène. Au contraire le Pelvoux, sans relief encore à l'époque arvinche, avait à partir du Nummulitique fourni des matériaux vers le Sud, aux flyschs d'Annot et du Champsaur. Au Miocène encore, ses reliefs cristallins subissaient l'érosion, de même d'ailleurs que les coulées spilitiques de son pourtour. On ne peut préciser s'il s'agissait géographiquement de roches situées sur l'actuel massif du Pelvoux, ou d'un socle cristallin pétrographiquement analogue, le prolongeant par exemple vers l'Est sous les écaillés ultra-dauphinoises.

Toutefois aucun des massifs cristallins externes n'était largement découvert, car les proportions des galets pouvant en provenir sont toujours faibles. On pourrait objecter que ces massifs ne fournissaient pas de galets à l'époque, mais des sables et des boues, ceci étant dû à un climat tropical. Toutefois les résultats de l'analyse palynologique montrent une flore de climat tempéré. De plus les sables et les boues se sont sédimentées dans le Bas-Dauphiné et là on devrait s'attendre à retrouver la trace des massifs cristallins dans les minéraux lourds: dans une forte proportion de minéraux tels que hornblende, staurotide, disthène, andalousite. Or ce n'est pas le cas (M. CHAUMONT 1956, G. LATREILLE *rens.oral*).

C. ZONES INTERNES

La longueur du transport des galets provenant des zones internes fait que seuls les niveaux lithologiquement durs peuvent être représentés.

Les calcaires à Nummulitidés et Orbitoididés peuvent venir, non seulement du terme inférieur calcaire du Nummulitique du Champsaur, mais aussi du flysch subbriançonnais. Le Briançonnais a donné du "Verrucano" permien, des quartzites triasiques, du Malm (?) (calcaire pseudobréchique). Les variolites et autres ophiolites, les silex et radiolarites d'un Jurassique supérieur, ont une origine piémontaise, de même probablement que les minéraux lourds du ciment molassique : épidote, grenat, phengite (?), par exemple.

Doit-on émettre l'hypothèse d'une extension plus large vers l'Ouest des nappes internes ? On remarque, d'un côté, la présence de radiolarites et d'ophiolites, présence relativement même abondante des premières au début du Miocène, dans la formation de la Vence ; mais à cette époque on ne trouve pas de quartzites triasiques briançonnais. Ceux-ci n'apparaissent avec une certaine fréquence qu'au "Pontien". Ces faits pourraient s'expliquer par un recouvrement de la zone briançonnaise par des Schistes lustrés, peut-être spécialement riches en ophiolites et en cherts du Jurassique supérieur. Le bout de nappe (ou plutôt ce qu'il en restait après l'Oligocène) aurait presque totalement disparu déjà après le Burdigalien, de telle sorte que la ou les rivières auraient atteint dès le Tortonien le Trias briançonnais sous-jacent. Mais, d'un autre côté, comment comprendre dans ce schéma la présence de "Verrucano" dès l'Helvétien ? Par la profondeur des entailles fluviales ou le jeu d'écaillés, on peut facilement concevoir diverses solutions à ce genre de problème.

D. LES LAVES

Il reste la question de la provenance des laves, en dehors des spilites rattachées au volcanisme triasique du Pelvoux, en dehors aussi des diabases rattachées aux ophiolites piémontaises, et des andésites rapprochées de celles des flyschs tertiaires. Les laves du delta de Voreppe sont surtout des rhyolites et, à cause de cette nature, on serait enclin à penser à un âge permien et à un gisement, maintenant effacé, analogue à celui des dacites et des rhyolites du Cuiil, ou à celui qui a donné les liparites du "Verrucano". Mais les comparaisons au microscope ou des analyses chimiques ne sont pas favorables à cette hypothèse.

Dans la partie pétrographique de cette étude, nous avons exposé l'hypothèse d'un volcanisme tertiaire, rhyolitique et ignimbritique. Les produits des émissions se seraient déposés, au moins en partie, en milieu humide, donnant les structures perlitiques et vitroclastiques visibles au microscope. De plus on pourrait voir dans ces roches volcaniques acides et les andésites tertiaires connues, le résultat d'une même évolution magmatique.

A la base de la formation de la Vence, on a une variété et une proportion relative de laves plus grandes que dans le reste du groupe, puis la proportion commence à diminuer. Dans la formation de la Placette - Romeyère, il ne reste presque plus, à côté des spilites, que des tufs et des rhyolites potassiques, en gros galets.

Il semble donc qu'on puisse, de ces observations, conclure à une évolution : se sont sédimentées d'abord des laves variées, sodiques ou sodi-potassiques, calco-alcalines ou alcalines. Ensuite il ne restait plus à éroder que des laves potassiques. Selon le processus de sédimentation inverse et si toutes viennent effectivement du même massif, les dernières se trouvaient, à l'affleurement, sous les premières.

E. ESSAI DE RECONSTITUTION STRUCTURALE DU BASSIN FLUVIAL

Les divers rapprochements lithologiques sont indiqués sur la carte de la fig. 41. Le bassin semble correspondre grossièrement à ce que sont actuellement ceux du Drac et de la Romanche, celle-ci prolongée de la Guisane. On ne peut de là vouloir faire coïncider les tracés miocène et actuel : les massifs érodés il y a dix ou vingt-cinq

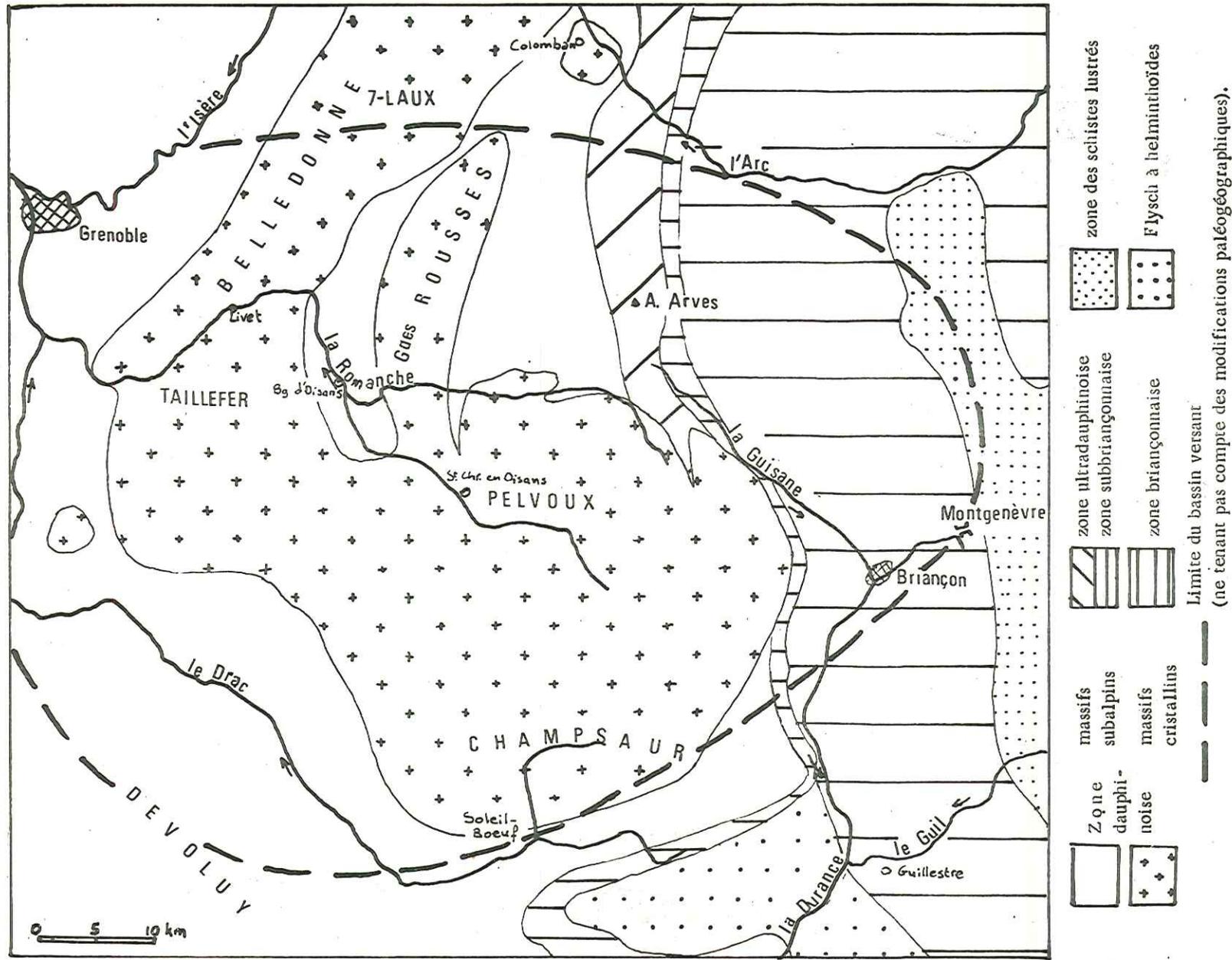
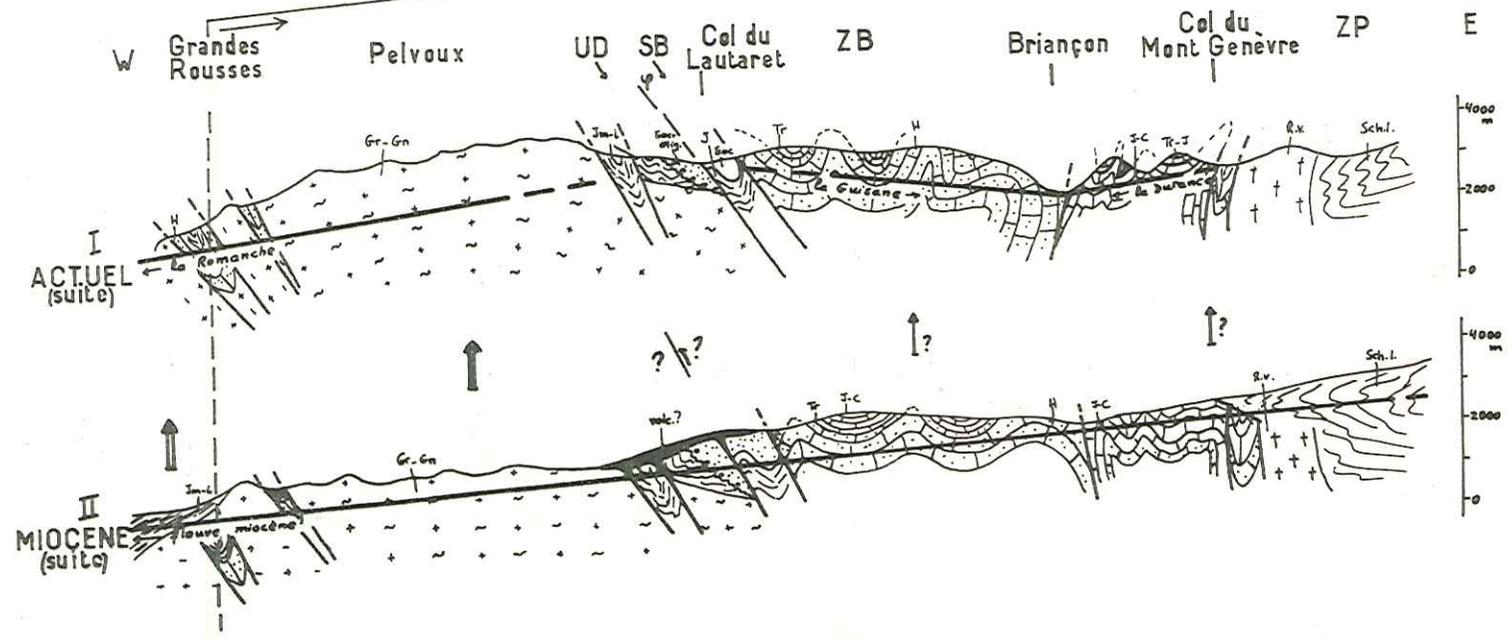
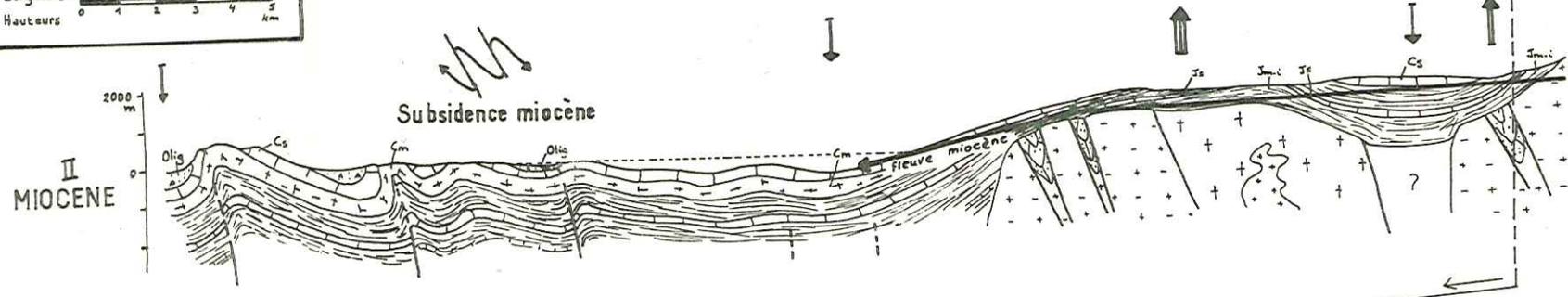
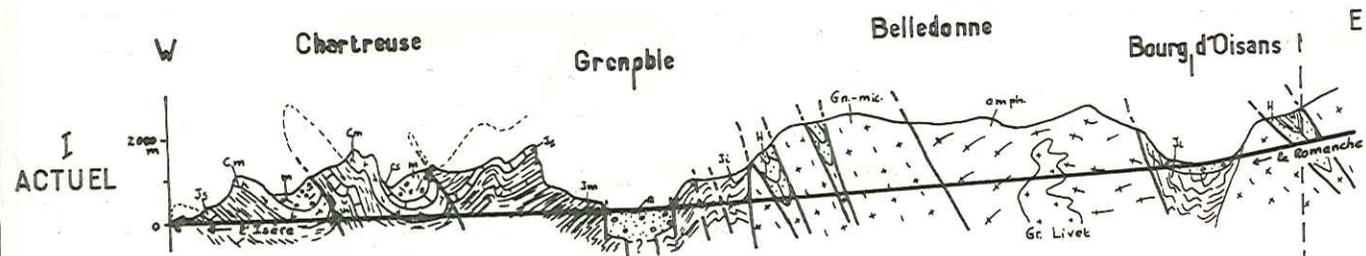


Fig. 41. Bassin de réception. Carte des provenances possibles. (ne tenant pas compte des modifications paléogéographiques).

ESSAI DE
RECONSTITUTION
STRUCTURALE DU
BASSIN FLUVIATILE
AU MIOCÈNE



millions d'années n'existent plus maintenant. Mais des portions de vallées se dessinaient peut-être déjà.

Nous avons fait un essai de coupe de ce secteur des Alpes au Miocène (fig. 42). La coupe supérieure I présente l'aspect actuel ; elle a été tracée schématiquement entre le bord occidental de la Chartreuse et le Mont Genève, en traversant la partie sud de Belledonne et le Nord du Pelvoux. La coupe II, encore plus schématique, dessinée en regard de la première, a été tracée en tenant compte à la fois des résultats de l'analyse pétrographique des conglomérats miocènes et des connaissances sur les mouvements postérieurs.

Dans le bassin de sédimentation des conglomérats, nous avons figuré quelques plis, flexures ou failles dus aux premiers mouvements éocènes, dont le dessin s'accroîtra tant au cours de la subsidence miocène que lors de la tectonisation postérieure. Ces ondulations ne s'opposent pas à la concordance relevée à l'intérieur des synclinaux orientaux, entre les conglomérats et leur substratum mésozoïque.

La structure interne des massifs cristallins n'a pas été esquissée dans la coupe II ; le manque de données précises concernant l'influence alpine sur elle a fait préférer le schématique au détaillé.

Nous avons supposé que le décapage par l'érosion miocène et postmiocène de ces massifs cristallins, a effacé leur couverture sédimentaire, principale source alimentant le delta, la portion supérieure des couches sédimentaires des zones ultradauphinoise, subbriançonnaise et briançonnaise, ainsi qu'une avancée possible de la nappe des Schistes lustrés.

Des flèches indiquent quelle part les mouvements pliocènes ont pu prendre dans la configuration géographique et géologique actuelle : rejeu d'accidents, surrection des massifs cristallins externes, plissement des massifs subalpins ; cette dernière action produisant un raccourcissement, si l'on considère le tracé des couches mais non leurs éventuels changements d'épaisseur par étirement et "bourrage" des têtes de plis.

En ce qui concerne les zones internes, une légère surrection a été supposée, de même qu'un affaissement vers l'Est.

Enfin un volcanisme fissural a été indiqué schématiquement au niveau des écaillures de la limite est des zones externes. Il serait à l'origine des différentes traces d'activité volcanique tertiaire : galets rhyolitiques et ignimbritiques du Miocène dauphinois, andésites du Nummulitique des Aiguilles d'Arves, "mouchetures" des grès du Champsaur, etc.

Fig. 42. Essai de reconstitution structurale du bassin fluviatile miocène, à partir d'une coupe actuelle schématique, prise entre le bord occidental de la Chartreuse et le Mont Genève.

L'échelle des longueurs est double de celle des hauteurs.

Des flèches indiquent divers mouvements de surrection et plissements postmiocènes.

a	alluvions quaternaires		
m	Miocène	R. v.	ophiolites
Olig	Oligocène	Sch. l.	Schistes lustrés
Eoc	Eocène		
Cs, Cm, Ci	Crétacé supérieur, moyen et inférieur	volc. ?	volcanisme fissural supposé
Js, Jm, Ji	Jurassique supérieur, moyen et inférieur	UD	zone ultradauphinoise
Tr	Trias	SB	zone subbriançonnaise
H	Carbonifère	ZB	zone briançonnaise
Gr	Granite	ZP	zone piémontaise
Gn	Gneiss	φ	"chevauchement pennique frontal"
mic	Micaschistes		
amph	Amphibolites		

III. EVOLUTION GENERALE

=====

Après le flysch, le volcanisme et les mouvements arvinches, des flyschs se déposent dans les régions externes, Annot, Champsaur, Savoie et Suisse, le long de zones où la tectonisation oligocène va faire se chevaucher les unités internes. En même temps arrivent dans quelques bassins provençaux marins les conglomérats résultant de l'érosion du Pelvoux, de l'Argentera, des jeunes reliefs piémontais ou briançonnais, ou de régions plus proches d'eux. Les flyschs septentrionaux passeront à une molasse miocène.

Dans les environs de Grenoble, les quelques affleurements oligocènes témoignent de la prolongation du régime continental de l'Eocène installé sur les rides précédemment créées.

Au Miocène la mer gagne à la fois vers le Nord, jusqu'en Suisse où les molasses d'eau douce du sillon périalpin passent à des couches marines, et vers l'Ouest pour atteindre le Lyonnais à la fin de l'Helvétien. La subsidence qui la fait s'étendre en s'éloignant de l'arc alpin entraîne, en contre-partie, le recul de la côte orientale. La majeure partie de l'altération éocène et oligocène s'efface alors. Le climat chaud du Paléogène se tempère.

La sédimentation commence, à l'Est par une molasse sableuse à laquelle font suite des conglomérats, au Sud-Ouest par un faciès calcaire bioclastique alternant avec quelques marnes et sables. Du temps s'écoule, la diagenèse de ces premiers dépôts se fait, le rivage change de place par subsidence localisée. La base de l'Helvétien est en général calme, marneuse (faciès "schlier"). D'épais conglomérats, d'aspect plus fluvial que marin, avec chenaux, sans granoclassement, remaniant en quelques points les couches sous-jacentes, remplissent la portion orientale, tandis que les particules fines sableuses et argileuses sont entraînées dans le Bas-Dauphiné. A la fin de l'Helvétien, le faciès conglomératique se développe dans le secteur de N.-D.-de l'Osier, probablement plus par déplacement temporaire du point de rupture de la pente fluviale (provoquant le dépôt des particules grossières) ou variation climatique, que parce qu'un saccade orogénique aurait apporté une plus grande masse de galets. A cette variation temporaire du faciès lithologique correspond une boucle locale des "isopachs".

Entre le Burdigalien et le Vindobonien, une évolution limitée s'est faite dans la composition pétrographique, dans le sens d'un léger accroissement de la proportion des matériaux "autochtones". Usure au début plus accentuée favorisant la persistance des galets "exotiques" précisément plus durs, ou émergence effective au Vindobonien de massifs calcaires plus importants, il est difficile de dire dans quelle mesure chacun de ces facteurs a pu jouer. Toujours est-il que les fragments "exotiques" sont alors moins variés et que les dernières laves présentes sont des rhyolites alcalines potassiques.

A la fin du Miocène, le fleuve a atteint des niveaux quartziteux du Briançonnais et le Pelvoux se fait éroder de plus en plus. La subsidence est arrêtée et le bassin rempli ; les galets s'épandent largement sur tout le Bas-Dauphiné, en milieu d'eau douce.

En Suisse et en Savoie, les nappes préalpines s'étant déplacées antérieurement, le matériel de la molasse ne provient plus des mêmes unités penniques que celui du Flysch.

En Provence, à des arrivées de galets s'adjoignent quelques coulées et cendres volcaniques basiques.

Les mouvements miocènes, ici seulement verticaux, se prolongent en partie dans le Pliocène qui voit d'une manière générale la sédimentation s'arrêter ou devenir continentale.

Les chaînes subalpines subissent alors un plissement vigoureux auquel Tertiaire et Mésozoïque réagissent parallèlement. Les synclinaux des massifs du Vercors et de Chartreuse se forment, avec un aspect général en cuvette, de telle sorte qu'aux extrémités nord et sud la base du Miocène est portée à des altitudes dépassant les 1000 m (Charmette, St-Nizier), tandis qu'au niveau de la cluse actuelle elle se trouve à moins de 200 m (Voreppe, Vence). Failles et plis reprennent les lignes de flexure supposées par la subsidence, en sens inverse et parfois en écharpe : ainsi les conglomérats d'Autrans qui appartiennent lithologiquement à la formation de la Placette - Romeyère, font partie d'une structure prolongeant le synclinal de La Monta.

Les massifs cristallins externes sont rajeunis ou apparaissent.

Dans le Bas-Dauphiné seul se marque un léger mouvement de bascule. Les épandages de graviers (glaise de Chambaran) continuent en quelque sorte lithologiquement ceux du "Pontien", avec une nette prédominance de galets de quartzite.

En relation avec le volcanisme du Massif central s'épanchent des laves très basiques dans l'Ouest de la Provence, un peu plus acides dans le Var.

Dès lors commence l'érosion des parties sommitales des conglomérats déposés ; on peut supposer qu'il s'agissait, soit partout du "Pontien", soit de niveaux de plus en plus anciens d'Ouest en Est. Au cours du Quaternaire s'opèrera le modelage de la topographie telle que nous la connaissons : creusement de vallées dans les synclinaux, façonnement en falaises des niveaux durs mésozoïques ou miocènes. Les flaciers remanieront les galets et en abandonneront dans leurs moraines, mêlés aux cailloux bien reconnaissables des séries éruptives et métamorphiques des massifs cristallins dauphinois.

Plissement, érosion et abrasion ont conduit au dessin actuel.

CONCLUSION

Notre étude a permis de répondre à plusieurs des questions posées déjà anciennement. Le groupe de Voreppe n'est formé ni par un étalement marin, ni par une sédimentation glaciaire ou d'éboulis, ni du remaniement de conglomérats marins antérieurs, mais des alluvions grossières du delta d'un fleuve important.

Il n'a pas enregistré d'événements tectoniques importants, car les variations de sa lithologie dans le temps sont faibles.

La partie des Alpes qu'il drainait s'étendait jusqu'à des massifs de roches piémontaises ; mais la plus grande part des galets charriés provenaient de reliefs calcaires à faciès subalpins, qui représentent probablement une couverture des massifs cristallins externes. Dans l'évolution de ces derniers, des différences semblent exister, certains donnant plus tardivement que d'autres des indices de l'apparition du matériel primaire.

La provenance des laves surtout reste indéterminée ; il s'agit probablement d'épanchements tertiaires d'affleurement inconnu.

La chronostratigraphie exacte des diverses formations reste en suspens.

A quelles méthodes s'adresser dans l'avenir ? Peut-être les minéraux lourds et la microfaune donneront-ils certains résultats, de même que des corrélations avec d'autres sédiments tertiaires détritiques d'origine alpine.

=====
=====
=====

Stations	u	Calc. mameux beige	Calc. mameux noir	Calc. crist. clair	Calc. détritique	Silex	Brèches, grès, cgl	Quartz, quartzites	Radiolarites	Microgranite	Granites, gneiss	Roches vertes	Laves	Roches crist. indét.
Charmette	1,31	13,5	9	15	21	10,5	0,5	12,5	3	0,5	8,5	1,5	3	1,5
Vence - Infernet	1,48	7	10	6	2	48,5	0,7	8	8	2,8	2,8	3,5	0,7	
Falaise Peteyssset	1,71	30	8,5	6	22	15,5	1,5	4,5	1,5	0,5	3	4	1,5	1,5
Vence - Peteyssset	1,61	33	29	7,5	5,5	14		3	1	0,5	2,5	3	1	
Route de Quaix	1,00	25	25	12	24	4	0,7	4	0,5		2,5	1		1,5
Vence - dalles	1,67	23	22,5	19	5,5	10,5	0,5	7	1,5	0,5	4	5	1	
Pont de l'Oulle	1,54	12	8	12	6,5	41		5,5	1,5	1,5	4	7	1	
St-Egrève - Bellevue	1,64	31	10,5	23	14,5	6		5	2,5	0,5	4	1,5	0,5	1
Moretière	1,57	30,5	22	4	22	4,5	0,5	3	4	0,5	2	4,5		2,5
Clapière II	1,64	27,5	3,5	18,5	15	15,5	1	8,5	1,5	0,8	2,5	5	0,7	
Clapière I	2,00	10,5	7	9,5	24,5	35		7	2		1,8		1,7	1
St-Nizier - la Tour	1,50	31	7,5	15,5	15	7		11,5	3,5		4		3,5	1,5
St-Nizier - Pierregraine	1,74	30	13,5	11	13,5	12		8,5	2	0,5	4	4	0,5	0,5
Lans - Croix de Lichou	1,73	24	14	16,5	20	4	1,5	10	4	0,5	4	1	0,5	
Autrans	1,87	34	5,5	9,5	9,5	34		5	0,5		1	1		
Bois le Roi	1,71	32	14	28	15,5	3		3	0,5		2,5	1,5		
Guillencière	1,97	11,5	10,5	39	26	4		2	4			3		
Guillencière-bis	1,62	21	7	37,5	5	22		3	0,5		2,5	1,5		
Roise I	1,67	31	10	36	11,5	1		2	7		0,5	1		
Roise II	1,93	28	17	25	22	5		1	0,5		1	0,5		
Gachetière	1,78	17	7	20	7	35		6,5	3,5		1,5	2,5		
Malossane	1,49	14,5	2,5	15,5	8	49	0,5	5,5	1,5	0,5	1		1	0,5
Voreppe	1,38	18	10,5	25	15,5	14	0,5	8	2		3	2	1	0,5
Veurey	1,64	14	8,5	31	8,5	21		10,5	4		1	1,5		
Cascade Chabert	1,73	19	1,5	26	6,5	34,5	1	5,5	1,5		2,5	0,5	0,5	1
Roche Rousse	1,70	10	1,5	22	4,5	56		1,5	0,5		2,5	1		0,5
Montaud	1,64	17,5	3,5	34	10,5	22		4,5	2,5		4		1	0,5
St-Quentin - Pierre Aiguè	1,60	37,5	11	24	9	10,5		3	1		3,5			0,5
St-Quentin - route	1,82	37	7,5	29	5,5	11		3	2		4	0,5		0,5
Tolvon	1,61	13,5	2	64,5	6	6	1	2	0,5	0,5	4			
Voiron - Vouise	1,76	10	0,5	81	4	1,5		1,5			1,5			
Bergureuil	1,84	21	3	48	9,5	12		1,5	2,2		2,8			
Mont Vélanne	1,84	9	1	64,5	5	10	0,5	6,5			3,5			
Serres-Nerpol	1,59	39	12	24,5	11	6,5		3,5	0,5		2		0,5	0,5
Col de Toutes Aures	1,71	41,5	6	26	8,5	0,5	0,5	7			8,5	0,5		1
Drac (Pt de la Rivoire)	2,02			61,5		1,5	3	1			29	3	1	
Romanche (Jarrie)	1,91			3				1,5			57	35,5		3

ANNEXE. Composition pétrographique. Tableau des pourcentages totaux de chaque catégorie (nombre) pour chacune des stations.

Stations	Calcaires Silex Grès, cgl	Quartz Quartzites	Radiol. Laves	Granites Gneiss	Roches vertes, crist.
Charmette	69,5	12,5	6	9	3
Vence - Infernet	74,2	8	8,8	5,5	3,5
Falaise Peteyssset	83,5	4,5	3	3,5	5,5
Vence - Peteyssset	89	3	2	3	3
Route de Quaix	90,7	4	0,5	2,5	2,3
Vence - dalles	81	7	2,5	4,5	5
Pont de l'Oulle	79,5	5,5	2,5	5,5	7
St-Egrève - Bellevue	85	5	3	4,5	2,5
Moretière	83,5	3	4	2,5	7
Clapière II	81	8,5	2,2	3,3	5
Clapière I	86,5	7	3,7	1,8	1
St-Nizier - la Tour	76	11,5	7	4	1,5
St-Nizier - Pierregraine	80	8,5	2,5	4,5	4,5
Lans - Croix de Lichou	80	10	4,5	4,5	1
Autrans	92,5	5	0,5	1	1
Bois le Roi	92,5	3	0,5	2,5	1,5
Guillencière	91	2	4		3
Guillencière-bis	92,5	3	0,5	2,5	1,5
Roise I	89,5	2	7	0,5	1
Roise II	97	1	0,5	1	0,5
Gachetière	86	6,5	3,5	1,5	2,5
Malossane	90	5,5	2,5	1,5	0,5
Voreppe	83,5	8	3	3	2,5
Veurey	83	10,5	4	1	1,5
Cascade Chabert	88,5	5,5	2	2,5	1,5
Roche Rousse	93	1,5	0,5	2,5	1,5
Montaud	87,5	4,5	3,5	4	0,5
St-Quentin - Pierre Aiguë	92	3	1	3,5	
St-Quentin - route	90	3	2	4	1
Tolvon	93	2	0,5	4,5	
Voiron - Vouise	97	1,5		1,5	
Bergureuil	93,5	1,5	2,2	2,8	
Mont Vélanne	90	6,5		3,5	
Serres-Nerpol	93	3,5	1	2	0,5
Col de Toutes Aures	83	7		8,5	1,5
Drac (Pont de la Rivoire)	66	1	1	29	3
Romanche (Jarrie)	3	1,5		57	38,5

ANNEXE. Composition pétrographique. Tableau des pourcentages totaux (nombre) des catégories groupées.

Analyse n° 788 - lignite (la Guillencière) - 29 lames - 300 pollens

	Nombre	%
Sporites neddeni	1	0,3
Spore cf. Lycopodium	1	0,3
Laevigatosporites haardti	1	0,3
Inaperturopollenites hiatus	2	0,7
Inaperturopollenites dubius	1	0,3
Abies	97	32,2
Pinus haplozydon typus	17	5,7
Pinus silvestris typus	5	1,7
Pinus sp.	1	0,3
Corylus	12	4
Alnus 5	10	3,3
Alnus 4 pores	13	4,3
Tricolpé réticulé	3	1
Betula	18	6
P. rurensis	1	0,3
P. bituitus	31	10,3
P. robustus	1	0,3
Myriophyllum heterophyllum	1	0,3
Carpinus	15	5
Carya à 4 pores	1	0,3
Pterocarya	1	0,3
Juglans	1	0,3
P. henrici	2	0,7
Quercus	18	6
Fagus	6	2
Nyssa	1	0,3
P. cingulum	1	0,3
Fraxinus	4	1,3
Tricolporé réticulé cf. hederata	1	0,3
Tricolporé réticulé cf. retiformis	4	1,3
Tricolporé indét.	3	1
P. margaritatus	2	0,7
Labiées	2	0,7
Rosaceae	1	0,3
Graminae	6	2
Chenopodiacees	1	0,3
Composées à lacunes	1	0,3
Composées à épines	3	1
Plantaginacées	3	1
Sparganium	1	0,3
Cyperacées	1	0,3
indéterminés	4	1,3
	302	100 %

ANNEXE. Résultats de l'analyse palynologique d'un échantillon de lignite. Age : Helvétien ou Tortonien.
Analyse effectuée par Mme VILAIN du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon.

A noter : - présence abondante du sapin (Abies : 32 %)
- absence de formes de marécage.

ANNEXE.

LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS ETUDIÉS PAR COMPTAGES PETROGRAPHIQUES

- AUTRANS, commune d'Autrans, Feuille Vif 1-2.
x = 851,850 y = 321,500 z = 1010 m.
- BERGUREUIL (Le), commune de St-Nicolas-de-Macherin, Feuille Voiron 7.
x = 856,630 y = 349,910 z = 645 m.
- BOIS LE ROI, commune de St-Joseph-de-Rivière, Feuille Grenoble 3-4.
x = 863,050 y = 344,920 z = 950 m.
- CASCADE CHABERT, commune de Rencurel, Feuille Vif 1-2.
x = 848,230 y = 322,990 z = 1040 m.
- CHARMETTE, commune de Pomarey, Feuille Grenoble 3-4.
x = 866,520 y = 340,890 z = 1230 m.
- CLAPIERE I, commune de Proveyzieux, Feuille Grenoble 8.
x = 863,100 y = 332,910 z = 420 m.
- CLAPIERE II, commune de Proveyzieux, Feuille Grenoble 8.
x = 863,100 y = 332,460 z = 300 m.
- FALAISE PETEYSSET, commune de Quaix, Feuille Grenoble 8.
x = 864,470 y = 333,620 z = 360 m.
- GACHETIERE, commune de Voreppe, Feuille Grenoble 3-4.
x = 859,590 y = 337,850 z = 360 m.
- GUILLENCIERE (La), commune de St-Joseph-de-Rivière, Feuille Grenoble 3-4.
x = 862,050 y = 344,070 z = 590 m.
- GUILLENCIERE-bis (La), commune de St-Joseph-de-Rivière, Feuille Grenoble 3-4.
x = 862,030 y = 344,040 z = 590 m.
- LANS - CROIX DE LICHOU, commune de Lans-en-Vercors, Feuille Vif 3.
x = 857,230 y = 321,250 z = 1109 m.
- MALOSSANE, commune de Pommiers-près-Voreppe, Feuille Grenoble 3-4.
x = 859,340 y = 339,660 z = 430 m.
- MONTAUD, commune de Montaud, Feuille Grenoble 5-6.
x = 853,700 y = 333,360 z = 860 m.
- MONT VELANNE, commune de Vélanne, Feuille Voiron 3.
x = 858,700 y = 358,790 z = 628 m.
- MORETIERE, commune de Proveyzieux, Feuille Grenoble 8.
x = 863,510 y = 334,550 z = 450 m.
- PONT DE L'OUILLE, commune de Proveyzieux, Feuille Grenoble 8.
x = 863,870 y = 332,840 z = 274 m.
- ROCHE ROUSSE, commune de Rencurel, Feuille Vif 1-2.
x = 848,230 y = 322,990 z = 1040 m.
- ROISE I (La), commune de Pommiers-près-Voreppe, Feuille Grenoble 3-4.
x = 860,540 y = 339,410 z = 510 m.
- ROISE II (La), commune de Voreppe, Feuille Grenoble 3-4.
x = 860,350 y = 339,480 z = 450 m.
- ROUTE DE QUAIX, commune de Quaix, Feuille Grenoble 8.
x = 864,140 y = 334,370 z = 390 m.
- ST-EGREVE - BELLEVUE, commune de Proveyzieux, Feuille Grenoble 8.
x = 863,320 y = 332,410 z = 340 m.
- ST-NIZIER - LA TOUR, commune de St-Nizier-du-Moucherotte, Feuille Vif 3-4.
x = 858,530 y = 323,650 z = 1180 m.

- ST-NIZIER - PIERREGRAINE, commune de St-Nizier-du-Moucherotte. Feuille Vif 3-4.
x = 858,090 y = 322,470 z = 1130 m.
- ST-QUENTIN - PIERRE AIGUE, commune de St-Quentin-sur-Isère. Feuille Grenoble 5-6.
x = 851,240 env. y = 334,820 env. z = 260 m.
- ST-QUENTIN - ROUTE, commune de St-Quentin-sur-Isère. Feuille Grenoble 1-2
x = 851,380 y = 336,080 z = 184 m.
- SERRES-NERPOL, commune de Nerpol et Serres. Feuille Beaurepaire 7-8.
x = 839,000 y = 332,800 z = 405 m.
- TOLVON (Le), commune de St-Etienne-de-Crossey. Feuille Voiron 7.
x = 856,870 y = 347,110 z = 639 m.
- TOUTES AURES (Col de), commune de Chasselay. Feuille Beaurepaire 3-4.
x = 836,200 y = 335,600 z = 660 m.
- VENCE - DALES, commune de Quaix. Feuille Grenoble 8.
x = 864,140 y = 333,070 z = 260 m.
- VENCE - INFERNET, commune de Quaix. Feuille Grenoble 8.
x = 864,700 y = 333,570 z = 390 m.
- VENCE - PETEYSSET, commune de Quaix. Feuille Grenoble 8.
x = 864,430 y = 333,450 z = 300 m.
- VEUREY, commune de Veurey. Feuille Grenoble 3-4.
x = 856,210 y = 335,300 z = 360 m.
- VOIRON - VOUISE, commune de Voiron. Feuille Voiron 7.
x = 855,540 y = 346,810 z = 660 m.
- VOREPPE, commune de Voreppe. Feuille Grenoble 3-4.
x = 859,200 y = 339,590 z = 445 m.

BIBLIOGRAPHIE

- ALIMEN (H.) & BEUCHER (F.), 1960, Premiers résultats d'une étude statistique de la forme des grains de quartz dans des sables d'origines diverses. C.R.Acad.Sc., T.250, n°1, p.165-167.
- BARBIER (R.), 1948, Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém.Serv.Carte géol. Thèse.
- BARBIER (R.) & MICHEL (R.), 1958, Découverte d'une roche volcanique (andésite) dans la zone du flysch des Aiguilles d'Arves. Bull.Soc.Géol.Fr., 6e série, t.8, p.709-714.
- BELLAIR (P.), 1957, Le volcanisme nummulitique du Champsaur. C.R.Acad.Sc., t.245, n° 26, p.2515-2517.
- BELLAMY (J.), 1963, Contribution à l'étude géologique du Vercors septentrional (Isère). Grenoble, thèse 3e cycle.
- BERSIER (A.), 1938, Traces éoliennes du continent antémolassique dans les premiers sédiments de la Molasse suisse. C.R.Acad.Sc., t.207, p.927-929.
- BERTHET (P.), 1957, Les schistes cristallins des versants de la vallée de la Romanche dans la traversée de Belledonne. Grenoble, Dipl.Et.Sup.
- BEUF (S.), 1959, Contribution à l'étude géologique du Massif de Soleil-Boeuf (Htes-Alpes). Grenoble, Dipl. Et.Sup.
- BEUF (S.), BIJU-DUVAL (B.) & GUBLER (Y.), 1961, Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thones (Savoie), du Champsaur (Htes-Alpes) et de Clumanc (Basses-Alpes). Trav.Lab.Géol. Grenoble, t.37, p.143-156.
- BORDET (C1), 1957, Recherches Géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises), Paris, Thèse.
- BOURCART (J.), 1960, Sur le conglomérat de Roquebrune (Alpes-Maritimes), C.R.somm.Soc.Géol.Fr., f.1, p.200-202.
- BRAVART (Y.), 1963, Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. Allier, Grenoble.
- BUCHI (U.P.) & HOFMANN (F.), 1964, Vulkanische Tuffhorizonte in der Oberen Süßwassermolasse (O.S.M.) der Hörnli-Schüttung bei Asmännig und Chrüzegg, Kt. St-Gallen. Ecl.Geol.Helv., vol.57, n°2, p.429-430.
- CAILLEUX (A.) & TRICART (J.), 1963, Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris.
- CARME (F.), 1965 a, Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins antéhouillers de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C.R.Acad.Sc., t.260, n° 24, p.6401-6404.
- CARME (F.), 1965 b, Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins antéhouillers du Taillefer (chaîne de Belledonne, Alpes françaises). C.R.Acad.Sc., t.260, n° 25, p.6656-6659.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL, 1961, Essai de nomenclature des roches sédimentaires. Paris.
- CHARVET, 1840, Bull.Soc.Géol.Fr., réunion extr, Grenoble.
- CHAUMONT (M.), 1956, Contribution des méthodes physico-chimiques à l'étude des formations sédimentaires. Application au Néogène du Bas-Dauphiné. Clermont, Thèse.

- CHAUVEAU (J.C.) & LEMOINE (M.), 1960, Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié Nord), Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 264, t. LVIII, p. 146-178.
- CHOUBERT (G.), 1936, La serpentine du Tabor (extrémité sud du massif de Belledonne, Dauphiné) et les roches qui l'accompagnent. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 18, p. 51-120.
- COLLOQUE SUR LE MIOCENE, 1958, C.R. Congr. Soc. Sav., Aix - Marseille.
- DASARATHI (N.), 1965, Etude géologique de la bordure occidentale du Vercors. Grenoble, Thèse Univ.
- DAUBREE (A.), 1857, Expériences démontrant la cause de la pénétration mutuelle des galets calcaires ou quartzeux dans les poudingues de divers terrains. C.R. Acad. Sc. t. XLIV, p. 823.
- DAVID (L.), 1963, Sur l'extension d'un faciès marin peu connu du Miocène de la région lyonnaise. C.R. Acad. Sc., t. 256, n° 17, p. 3715-3717.
- DEBELMAS (J.) 1963, Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 30, p. 125-171.
- DEBELMAS (J.), 1963, Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes. Geol. Rundschau, Bd 53, p. 133-151.
- DEBELMAS (J.) & LEMOINE (M.), 1964, La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. L'inform. Scient., n° 1.
- DEMARCO (G.), 1962, Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. Paris, Thèse.
- DONDEY (D.), 1960, Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises). Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 30, p. 285-368.
- EISSELE (K.), 1957, Sedimentpetrographische Untersuchungen am Bundsandstein des Nordschwarzwaldes. Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 2, 69-117, Abh. 4-15, p. 69-117.
- FABRE (J.), 1955, Volcanisme dans le Permo-Carbonifère de la zone briançonnaise. C.R. Acad. Sc., t. 241, n° 24 p. 1795-1798.
- FEYS (R.), 1957, Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Htes-Alpes). Paris, Thèse.
- FLANDRIN (J.), 1961, Les conglomérats sannoisiens de Montfroc, au Nord de la chaîne de Lure (Drôme). C.R. Acad. Sc., t. 252, n° 5, p. 764-766.
- FONTANNES (F.), 1878-1880-1881-1885, Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. Lyon, Paris.
- FREY (R.), 1937, La classification moderne des roches éruptives. Rabat.
- GABERT (P.), 1962, Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale), Etude morphologique. Gap, Thèse.
- GAUTHIER (H.), DAVID (L.) & LATREILLE (G.), 1959, Quelques précisions sur la stratigraphie du Vindobonien de la région lyonnaise. C.R. Acad. Sc., t. 248, n° 20, p. 2888-2890.
- GIGNOUX (M.) & MORET (L.), 1952, Géologie dauphinoise. Paris.
- GINSBURG (L.), 1956, Sur l'âge des conglomérats andésitiques du Sud des Alpes-Maritimes. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 162-164.
- GINSBURG (L.), 1959, Etude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la Basse Vallée du Var. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 259, t. LVII, p. 1-38.

- GIOT (P.R.), 1944, Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère & Drôme). Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 24, p. 49-68.
- GIRAUD (P.), 1952, Les terrains métamorphiques du Massif des Grandes Rousses (Isère). Bull. Soc. Géol. Fr. (6), t. 2, f. 7-9, p. 379.
- GOGUEL (J.), 1952, Volcanisme d'âge tertiaire dans le synclinal de St-Antonin (Alpes -Maritimes). C.R. Acad. Sc., t. 234, p. 2211-2212.
- GOUVERNET (Cl.), 1958, Géodynamique du Miocène. 83e Congr. Soc. Sav., Aix-Marseille, p. 387-391.
- GUBLER (Y.), 1958, Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, Flysch "Grès d'Annot". Ecl. geol. Helv., vol. 51, p. 942-977.
- HEIM (A.), 1919, Geologie der Schweiz, Bd I : Molasseland und Juragebirge. Leipzig.
- HOFMANN (F.), 1958, Vulkanische Tuffhorizonte in der Oberen Süsswassermolasse des Randen und Reiat, Kt. Schaffhausen. Ecl. geol. Helv., vol. 51, n° 2, p. 371-377.
- HOFMANN (F.), 1961 a, Vulkanische Aschene in der Heliciten-mergeln des baslerischen, aargauischen und badi-schen Tafeljura. Ecl. Geol. Helv., Vol. 54, n° 1, p. 133-136.
- HOFMANN (F.), 1961 b, Ein vulkanischer Tuffhorizont in der Basiszone der Oberen Süsswassermolasse bei Lichtensteig im Toggenburg (Kt. St-Gallen). Ecl. Geol. Helv., vol. 54, n° 2, p. 510-512.
- JUNG (J.) & BROUSSE (R.), 1961, Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France. Bull. Serv. carte Géol. Fr., n° 267, t. 58, p. 569-629.
- KILIAN (W.), 1915, Présence de galets de variolite dans les conglomérats burdigaliens des environs de Grenoble et le Miocène des Basses-Alpes. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 4e série, t. 15, p. 77-79.
- KILIAN (W.) & TERMIER (P.), 1898, Note sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives des Alpes françaises. Bull. Soc. Géol. Fr., 3e sér., t. 26, p. 357-364.
- KRUMBEIN (W.C.) & SLOSS (L.L.), 1951, Stratigraphy and sedimentation. San Francisco.
- KUENEN (Ph.), 1942, Pitted pebbles. Leidsche Geol. Meded., dl XIII, p. 189-201.
- LACROIX (A.), 1933, Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Bull. Serv. Géol. Indochine, vol. XX, f. 3.
- LAMEYRE (J.), 1957, La partie nord du Massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. Grenoble, Dipl. Etud. Sup.
- LAMEYRE (J.), 1958, La partie nord du Massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 34, p. 83-152.
- LEMOINE (M.), 1952, Le Paléozoïque supérieur de la haute vallée de Névache (zone du Briançonnais). C.R. Acad. Sc., t. 234, p. 2468-2470.
- LONGCHAMPT (D.), 1962, Etude géologique du volcanisme permien du Guil, de la Hte Ubaye et Hte Maira, Grenoble, Thèse 3e cycle.
- LORY (Ch.), 1861, Description géologique du Dauphiné. (Isère, Drôme, Htes-Alpes) pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province. Paris, Grenoble.
- LORY (Ch.), 1863, Note sur les dépôts tertiaires et quaternaires du Bas-Dauphiné. Bull. Serv. Géol. Fr., t. 20, 2e sér., p. 363-392.
- LUTAUD (L.), 1925, Sur la présence d'un conglomérat tertiaire aux environs de Roquebrussane (Var). C.R. somm. Soc. Géol. Fr., v. 163-164.

- MACAR (P.), 1937-38, Sur des "cailloux impressionnés" de quartzite trouvés dans le poudingue burnotien, à Wéris. Soc.Géol.de Belg., t.LXI, n° 1, p.B33-B.48.
- MICHEL (R.), 1953, Les schistes cristallins des Massifs du Gd-Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). Sc.Terre, t.1, n° 3-4, Nancy. Thèse.
- MICHEL (R.) & Longchamp (D.) 1963, Le gisement volcanique permien du Guil (Htes-Alpes). 88e Congr.Soc. Sav., Clermont-Ferrand, p.131-141.
- MICHEL (R.), MORET (L.) & TANE (J.L.), 1960, Sur la présence de spilites potassiques dans la couverture triasique du massif du Pelvoux (Alpes dauphinoises) C.R.Acad.Sc., t.251, n° 2, p.184-187.
- MICHEL (R.) & VEROLLET (G.), 1962, Sur la présence de roches volcaniques dans la série cristallophyllienne du Tabor de la Matheysine (Isère). C.R.Soc.Géol.Fr., f. 8, p.321-322.
- OZOCAK (R.), 1965, Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (massif du Pelvoux). Grenoble, Thèse 3e cycle.
- PAQUIER (V.), 1904-05, Révision de la feuille de Grenoble. C.R.Carte Géol.Fr., 16, p.133-138.
- PARDE (M.), 1925, Le régime du Rhône. Etude hydrologique. Lyon, Thèse.
- PERRIAUX (J.), 1961, Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Nancy, Thèse.
- PICCOLI (G.), 1961, Apparati vulcanici caratteristici di età terziaria nella regione Veneto-Trentina. Bioch. e Biol.Sperim., n° 1, p.101-104.
- PICCOLI (G.), 1961-62, Segnalazione di camini vulcanici d'esplosione nei Colli Euganei. Mem.Acad.Patav., vol.LXXIV.
- de QUERVAIN (F.), 1927, Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihrer Umrandung. Bull.suisse Minér.& Pétr., vol. 7, p.1-27.
- RADULESCU (D.P.), 1961, Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R. Assoc.Géol. carpatho-balkanique, 5e Congrès, Bucarest, vol.II, p.187-198.
- REBOUL (J.), 1961, Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand-Renaud et du Pic d'Ornon près Bourg d'Oisans (Isère). Trav.Lab.Géol.Grenoble, t.38, p.121-146.
- RITTMANN (A.), 1963, Les volcans et leur activité. Paris.
- SACCO (F.), 1936, Il Pliocene marino sotto Torino. Atti R.Acc.Sc., Turin, vol. 72 p.1-8.
- SARROT-REYNAULD (J.), 1961, Etude géologique du socle cristallin et de la couverture paléozoïque du Dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes. Grenoble, Thèse.
- SARROT-REYNAULD (J.), 1964, Le volcanisme permo-carbonifère de la zone des massifs cristallins externes des Alpes françaises. 5e Congr.Int.Strat.Géol.Carbonifère.
- SCHIAVINATO (G.), 1951-52, La provincia magmatica del Veneto sud-occidentale. Mem.Ist.Geol.Min.Univ. di Padova, vol.XVII.
- SORBY (H.C.), 1863, Ueber Kalkstein-Geschiebe mit Eindrücken. Neues Jahrb.Min,Geol.Paläont., p.801-807.
- STRAKHOV (N.M.), 1958 traduc., Méthodes d'étude des roches sédimentaires. Ann.Serv.Inf.Géol.B.R.G.G.M. n°35.
- TANE (J.L.), 1961, Contribution à l'étude des laves d'âge triasique de la zone alpine externe (zone de Villard-N.-D., massif du Pelvoux). Trav.Lab.Géol.Grenoble, t.37, p.157-166.
- TANE (J.L.), 1963, Sur la genèse des laves spilitiques du Massif du Pelvoux (Alpes du Dauphiné). 88e Congr. Soc.Sav.(II), p.191-199.

- TCHIMICHKIAN (G.), REULET (J.) & VATAN (A.), 1958, Etude pétrographique des matériaux molassiques de quelques sondages profonds de Bresse. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 51, n° 3, p. 1093-1114.
- TERMIER (P.), 1891, Sur l'existence de tufs d'andésite dans le flysch de La Clusaz (Hte-Savoie). *C. R. Acad. Sc.*, t. 112, p. 747-749.
- TERMIER (P.), 1894, Etude pétrographique des micaschistes et autres roches cristallines du massif du Petit-Mont-Cenis. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, 3e série, t. XXII, p. CVIII-CX.
- TERMIER (P.), 1901, Etudes lithologiques dans les Alpes Françaises. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e série, t. I, p. 157-178.
- TERMIER (P.), KILIAN (W.), 1918, Sur la composition des conglomérats miocènes des chaînes subalpines françaises. *C. R. Acad. Sc.*, t. 167, p. 584-588.
- TERMIER (P.) & KILIAN (W.), 1923, Sur la composition des conglomérats miocènes des chaînes subalpines françaises. *Trav. Lav. Géol. Grenoble*, t. 13, p. 49.
- TERMIER (P.) & LORY (Ch.), 1895, Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le massif de Chaillol (Htes-Alpes). *C. R. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., t. 23, p. LXXV-LXXVII.
- TOBI (A.C.), 1958, Volcanisme occulte dans les grès d'Alleverd (Permien) et dans le Houiller du Massif de Belledonne. *C. R. Acad. Sc.*, t. 246, p. 3654-3656.
- TRUMPY (R.) & BERSIER (A.), 1954, Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. *Pétrographie, statistique, origine. Ecl. Geol. Helv.*, vol. 47, n° 1, p. 119-166.
- VATAN (A.), ROUGE (P.E.) & BOYER (F.), 1957, Etudes sédimentologiques et pétrographiques dans le Tertiaire subalpin et jurassien et des régions limitrophes. *Rev. Inst. Fr. du Pétrole*, 12, n° 4, p. 468-480.
- VERNET (J.), 1964, Sur le volcanisme du synclinal de St-Antonin (Alpes-Maritimes) et sa place dans la série stratigraphique. *C. R. Acad. Sc.*, t. 258, p. 6489-6490.
- VUAGNAT (M.), 1943, Les grès de Taveyannaz du Val d'Illeiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gets. *Bull. Suisse Min. Pétr.*, vol. XXIII, 2, p. 353-436.
- VUAGNAT (M.), 1947, Remarques sur les grès mouchetés du Champsaur. *C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 64, n° 1, p. 36-39.
- VUAGNAT (M.), 1949, Sur certains niveaux à porphyrites arborescentes de la Molasse du Plateau suisse. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 37, n° 2, p. 431-433.
- VUAGNAT (M.), 1952, *Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. Berne.*
- VUAGNAT (M.), 1958, Note préliminaire sur la composition pétrographique de quelques grès du Flysch de Hte-Savoie. *Arch. Sc. Genève*, vol. 11, f. 1, p. 136-140.

Vu
Grenoble, le
Le Président de la thèse

R. BARBIER

Vu
Grenoble, le
Le Doyen de la Faculté des Sciences

L. WEIL

Vu, et permis d'imprimer,
Le Recteur de l'Académie de Grenoble

R. TREHIN

