

# Le delta miocène de Voreppe

## Étude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble

par Jacqueline BOCQUET \*

**SOMMAIRE.** — Les faciès conglomératiques du Miocène affleurant entre Grenoble et Voreppe ont été étudiés aux points de vue sédimentologique, stratigraphique, pétrographique et structural.

Si les deux premiers ne font que confirmer les idées classiques (faciès deltaïques du Burdigalien supérieur - Vindobonien), les deux autres apportent des nouveautés intéressantes : présence de nombreux types de laves acides, la plupart inconnues jusqu'à présent dans les Alpes françaises, et non-évolution pendant le Miocène des massifs cristallins externes, dont certains restent enfouis sous leurs sédiments (Belledonne) tandis que d'autres en sont à peine dégagés (Pelvoux).

### PLAN DE L'ETUDE

Cadre géographique. — Historique.  
*Sédimentologie.*  
*Pétrographie.*

#### I. Etude des faciès pétrographiques :

- A) Les roches sédimentaires;
- B) Les roches plutoniques;

- C) Les roches volcaniques;
- D) Les roches métamorphiques.

#### II. Etude de la composition pétrographique.

*Etude stratigraphique.*

*Paléogéographie.*

*Conclusion.*

### CADRE GÉOGRAPHIQUE. — 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, en Chartreuse, dans le synclinal

de La Monta et, en Vercors, dans celui de Saint-Nizier jusqu'à Villard-de-Lans. Des conglomérats s'observent aussi dans le Vercors ou le long de ce massif, à Autrans, Veurey, Saint-Quentin et près du 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 Saint-Laurent-du-Pont et Miribel.

Les plus grandes surfaces se trouvent en Bas-Dauphiné, notamment les « terres froides » au

---

\* Ce travail a fait l'objet d'une thèse de troisième cycle présentée à Grenoble en mars 1966. Le texte complet comporte des détails volontairement omis dans cet article.

Je tiens à exprimer ici ma reconnaissance à Messieurs les Professeurs J. DEBELMAS, R. MICHEL et J. PERRIAUX, qui ont dirigé mon travail, et à tous ceux qui en ont facilité la réalisation.

Nord de Voiron. Mais 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-Saint-André - La Tour-du-Pin.

Les conglomérats des environs de Grenoble n'avaient jusqu'à présent fait l'objet que de courtes notes, ou bien n'étaient cités que dans le cadre d'études générales.

Suivant Ch. LORY (1861 et 1863), les roches sédimentaires, les granites et les quartzites proviennent des Alpes ; mais les roches volcaniques et les radiolarites, qu'il appelle respectivement porphyres quartzifères et jaspes, auraient été amenées du Massif Central.

W. KILIAN et P. TERMIER (1898) soulignèrent la présence de microgranite, de granulite, de porphyre, dont ils ne pouvaient préciser l'origine exacte, n'ayant jamais rencontré de roches identiques en place. Ils les considéraient cependant comme alpins, car mêlés à des galets nettement alpins : spilites, quartzites, etc. Dans une autre note (P. TERMIER et W. KILIAN, 1918 et 1923), ces mêmes auteurs ont exposé les résultats de l'étude microscopique de galets provenant de Saint-Nizier et de 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 contenant des éléments analogues) et auraient été totalement détruits par l'érosion miocène.

Dans le chapitre concernant le Néogène de leur « Géologie dauphinoise », M. GIGNOUX et L. MORET (1952) ont évoqué pour la première fois les deltas de fleuves côtiers. Au Burdigalien abonderaient les calcaires à silex sénoniens ; dans le Vindobonien seraient représentés le Crétacé supérieur du Dévoluy, les radiolarites du Jurassique supérieur de la zone piémontaise et quelques roches vertes du Mont Genève ; ce ne serait qu'au Pontien 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 origine différente pour les cailloutis d'une part, les sables et marnes d'autre part : les premiers viendraient de conglomérats nummulitiques ultra-dauphinois, les seconds surtout des Schistes lustrés ; ce dernier point en raison de la similitude de leur composition chimique, de leur minéralogie et notamment de la présence de glaucophane, de chlorite et de phengite. Les sables, toujours bien classés, à grains usés et arrondis qu'ils proviennent de niveaux marins ou fluviaux, auraient été arrachés à une roche sédimentaire préexistante d'origine marine.

Signalons aussi la thèse sur le Miocène rhodanien de G. DEMARCO (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. L'extension du Burdigalien est limitée, à l'Ouest, à la bordure des massifs subalpins du Vercors et de la Chartreuse. A l'Helvétien le bassin gagne vers l'Ouest ; durant tout le Vindobonien, des sables et des marnes se déposent dans le Bas-Dauphiné ; aux approches des massifs subalpins les faciès se chargent de galets. Le Pontien a une extension très générale dans tout le Bas-Dauphiné ; il est uniquement conglomératique. De son étude de différentes coupes, G. DEMARCO conclut que deux masses, en se rejoignant, 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 à l'Est.

En même temps qu'elle vise à approfondir les aspects essentiels des conglomérats (sédimentologie, pétrographie et, en particulier, la nature des roches volcaniques), la présente étude portera sur les conclusions paléogéographiques et structurales que l'on peut tirer de l'analyse pétrographique des galets.

## SÉDIMENTOLOGIE

La sédimentologie permet de répondre à un certain nombre de questions concernant les agents de transport et de dépôt, la direction, le sens et la vitesse du courant.

Nous avons étudié la morphométrie des galets, la morphoscopie des grains de quartz du ciment, la granulométrie et la disposition des galets.

Diverses *figures de sédimentation* se montrent dans les niveaux fins intercalés, sableux ou marneux : *flute casts*, involutions, stratifications entrecroisées ou inclinées. Les galets portent très souvent des empreintes en cupules ; celles-ci apparaissent surtout sur les galets calcaires, mais existent également sur des galets siliceux ; on sait qu'elles sont dues à l'action de la dissolution agissant sur le galet impressionné au point privilégié où la pression est maximum, au contact avec un autre galet.

### A) Morphométrie des galets.

Nous avons calculé trois indices : ceux d'aplatissement, de dissymétrie et d'émoussé<sup>1</sup>. Portant chacune sur cent galets, cinq études ont été effectuées sur des calcaires et une sur des quartz et quartzites. Les échantillons provenaient de conglomérats s'échelonnant du Burdigalien au Pontien. Les résultats sont rassemblés sous forme de courbes cumulatives (fig. 1).

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

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 fluviale ;
- dissymétrie : indice intermédiaire entre marin et fluviale ;
- émoussé : indice très fort, plus même que pour une plage marine. L'hypothèse d'un trajet très

<sup>1</sup> Méthode de CAILLEUX (A.) et TRICART (J.) (1963), Initiation à l'étude des sables et des galets (C. D. U., Paris).

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'hypothèse d'un sédiment *déltaique* est très valable. Pour expliquer l'identité de la valeur des indices quel que soit l'âge du conglomérat, nous invoquons le façonnement par un même fleuve, indépendamment du milieu (marin ou lacustre) où se déposaient ses alluvions.

### B) Morphoscopie des grains de quartz.

Le degré d'usure des grains de la partie fine du sédiment (ou « ciment ») confirme les résultats obtenus sur les galets. Plusieurs méthodes ont permis de classer les grains suivant les caractères de forme ou de l'aspect de surface : arrondissement, sphéricité, forme géométrique, émoussé, etc.<sup>2</sup>.

Les résultats obtenus par toutes ces méthodes indiquent une usure caractéristique d'un milieu aquatique, *fluviale* le plus souvent. Aucune trace d'éolisation n'est décelable.

Il semble que soient représentées deux catégories différentes de grains, l'une comprenant des grains aux cassures fraîches, l'autre des grains bien arrondis, parfois recassés, qui pourraient provenir du remaniement d'une formation marine grossière telle que les lauzes sénoniennes.

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

<sup>2</sup> KRUMBEIN (W. C.) et SLOSS (L. L.) (1951), Stratigraphy and sedimentation. W. H. Freeman & Co, San Francisco. — STRAKHOV (N. M.) (1957), Méthodes d'étude des roches sédimentaires (*Ann. Serv. Inf. Géol. B. R. G. G. M.*, n° 35). — EISSELE (K.) (1957), Sedimentpetrographische Untersuchungen am Buntsandstein des Nordschwarzwaldes (*Jb. geol. Landesamt Baden-Württ.*, (2), 69 117, Abb. 4 15, p. 69-117). — ALIMEN (H.) et BEUCHER (F.) (1960). — Premiers résultats d'une étude statistique de la forme des grains de quartz dans des sables d'origines diverses (*C. R. Ac. Sc.*, t. 250, p. 165-167). — PERRIAUX (J.) (1961), Contribution à la géologie des Vosges gréseuses (*Thèse*, Nancy). — CAILLEUX (A.) et TRICART (J.) (1963), *op. cit.*

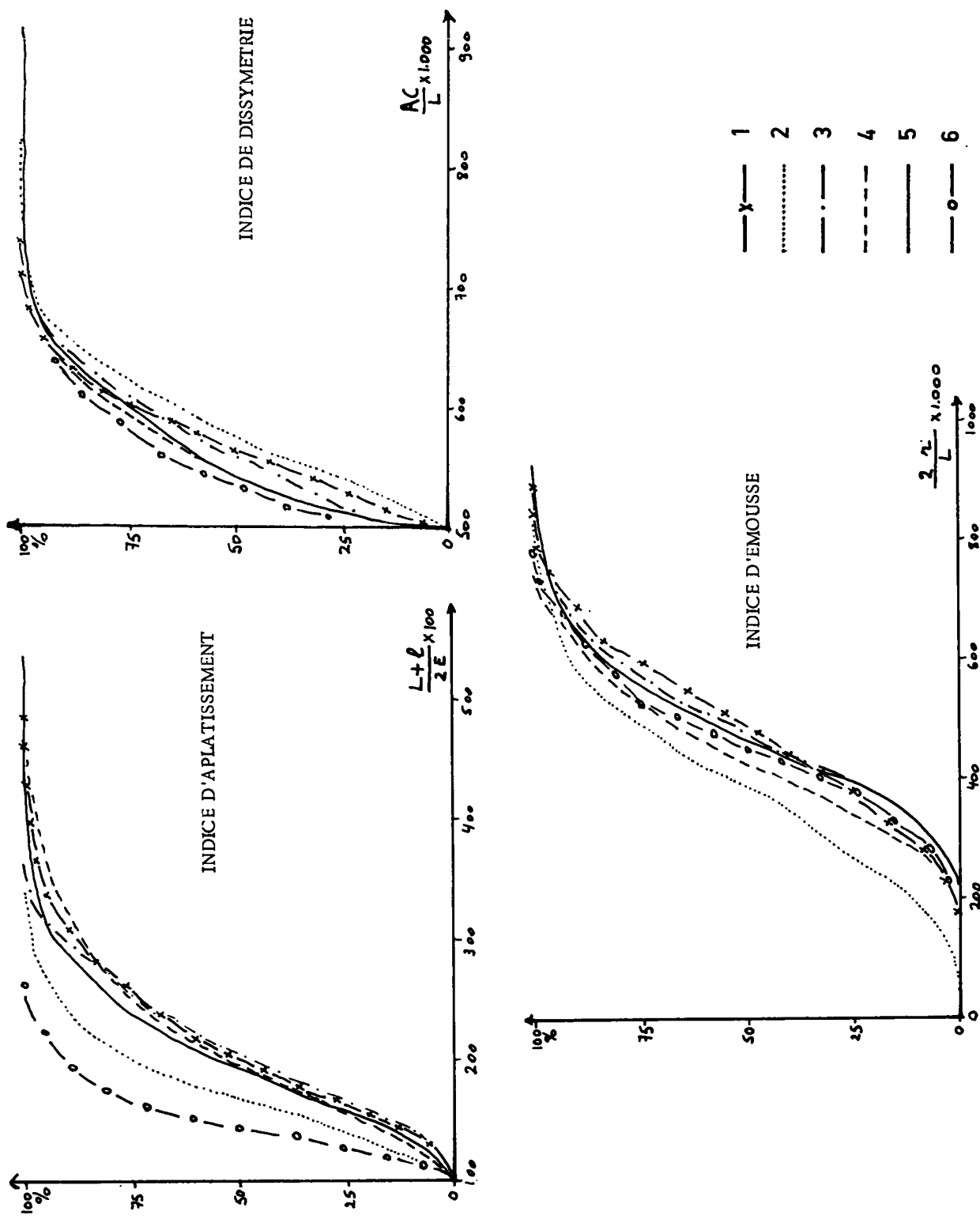


Fig. 1. — Morphométrie des galets : expression des résultats sous forme de courbes cumulatives.  
 Galets calcaires : 1, Col de Toutes Aures (Pontien); 2, Roise II (Helvétien); 3, Moretière (Burdigalien ? Vindobonien ?);  
 4, Lans (Burdigalien); 5, Saint-Nizier (Burdigalien). — Galets de quartz et quartzite : 6, Serres-Nerpol (Helvétien). — Pour les  
 noms de lieux, voir les localisations p. 75.

### C) *Granulométrie.*

Une formation consolidée telle que notre conglomérat ne permet évidemment pas d'employer 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 : nature et vitesse de l'agent de transport, diversité éventuelle de ces agents. Mais la consolidation et l'hétérométrie du conglomérat ont rendu cette étude granulométrique assez fragmentaire.

Les méthodes suivantes ont été utilisées :

a) La méthode linéaire<sup>3</sup>, qui a une précision suffisante pour les galets *s. str.* (particules dépassant 20 mm) ; elle permet de situer la part de ces éléments dans l'ensemble de la formation. Mais cette limite de 20 mm est gênante : souvent une proportion du sédiment inférieure à 25 % est mesurée et intervient dans la courbe qui, alors, n'est guère utilisable.

b) L'analyseur de dimensions de particules (TGZ 3 de Zeiss). L'appareil travaille sur photos d'affleurements ; il totalise les surfaces des éléments par catégories de dimensions. Mais cette méthode n'a pas permis d'estimer quelle part dans le sédiment est faite aux petits éléments non mesurables ; aussi les indices classiques traduisant le tri du sédiment (hétérométrie de A. CAILLEUX,  $Qd\phi$  de W. C. KRUMBEIN et L. L. SLOSS, Sorting Index de TRASK) n'ont pu être calculés.

c) La méthode linéaire appliquée aux agrandissements photographiques déjà utilisés avec le TGZ 3.

d) L'indice granulométrique relatif<sup>4</sup>, qui permet de comparer la dimension moyenne des galets de chaque station. Cet indice a été utile pour mettre en évidence des différences d'ordre stratigraphique ou pétrographique (les galets de certaines natures étant relativement plus fréquents aux petites ou au contraire aux grandes dimensions).

<sup>3</sup> CAILLEUX (A.) et TRICART (J.) (1963), *op. cit.*

<sup>4</sup> TRUMPY (R.) et BERSIER (A.) (1954), Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. Pétrographie, statistique, origine (*Ecl. Geol. Helv.*, vol. 47, n° 1, p. 119 166).

Nous donnons en fig. 2 les diverses courbes cumulatives exprimant les résultats. Lorsqu'ils ont pu être calculés, les indices d'hétérométrie sont caractéristiques d'un milieu *fluvial ou estuarien*.

Déduite de la longueur maximum ou moyenne des galets, la vitesse du courant devait être de l'ordre de 2 m/sec (vitesse moyenne de fond). La compétence du fleuve miocène se rapprochait de celle du Rhône supérieur ou moyen actuel, ou encore d'une Durance en période de crues moyennes.

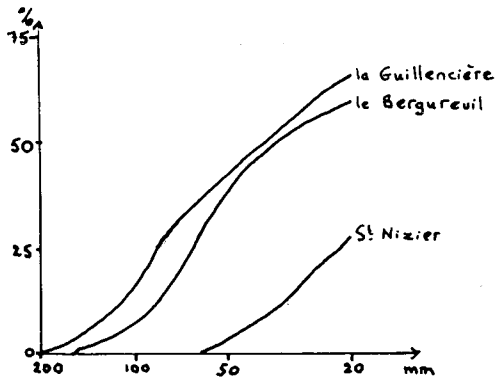
### D) *Disposition individuelle et collective des galets.*

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 du type de stratification.

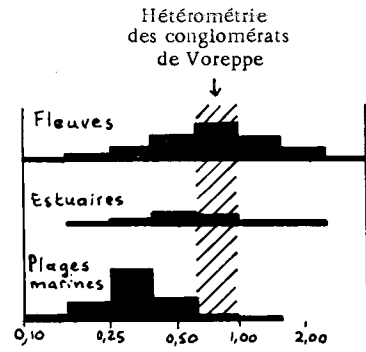
En coupe verticale, les couches montrent un litage incliné ou entrecroisé : incliné lorsque la coupe est oblique ou parallèle au courant, entrecroisé si elle lui est perpendiculaire. Les directions des chenaux indiqués par les stratifications entrecroisées sont toutes de 130° - 310° environ.

Là où le plan de stratification des couches est découvert, la mesure de l'orientation des galets est possible. L'azimut le plus fréquent est de 50° - 230°. Or on sait que la majorité des galets s'allonge perpendiculairement à la direction du mouvement d'un cours d'eau. On obtient donc une direction de courant de 140° - 320°.

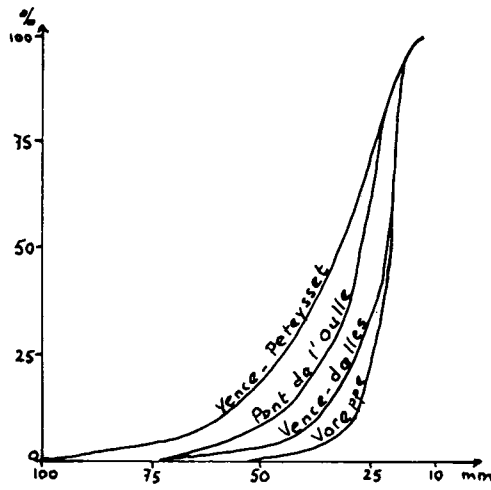
Le degré d'inclinaison des galets dans le plan de stratification est généralement un bon indice du sens du courant et de l'agent de dépôt, marin ou fluvial ; mais les conditions d'affleurement étaient telles qu'il ne nous fut pas possible de l'étudier de manière approfondie. Cependant l'observation générale de l'inclinaison des gros galets allongés et l'étude des corrélations de faciès (les apports conglomératiques diminuent de l'Est vers l'Ouest pour laisser place à des faciès de plus en plus fins) indiquent que le fleuve miocène coulait du SE vers le NW, donc parallèlement à l'Isère actuelle dans la cluse de Voreppe.



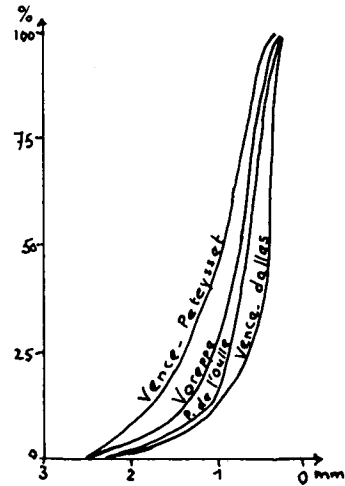
a) Méthode linéaire



d) Indices d'hétérométrie de Cailleux

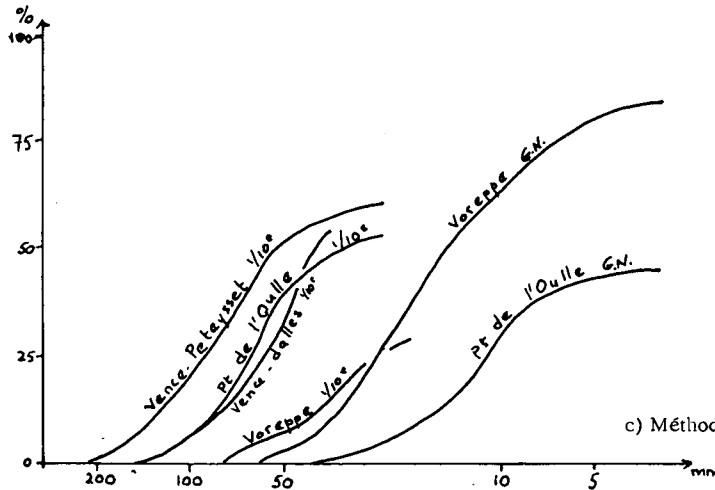


sur photos au 1/10e



sur photos G.N.

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



c) Méthode linéaire sur photos

Fig. 2. — Etude granulométrique :  
expression des résultats sous forme de courbes cumulatives; indices d'hétérométrie.

## PÉTROGRAPHIE

### I. Étude des faciès pétrographiques.

Plusieurs types de roches ont pu être reconnus avec certitude à l'œil nu ou à la loupe, mais pour un certain nombre d'entre eux ont dû faire appel à d'autres procédés : 79 lames minces ont été taillées, 39 de roches sédimentaires et 40 de roches cristallines (s'y est ajoutée l'étude de 41 lames de P. TERMIER et W. KILIAN ou d'autres origines). Les laves ont mérité une étude approfondie : des analyses chimiques ou spectrographiques ont porté sur 17 échantillons.

La détermination précise de la nature des galets, 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.

#### A) Les roches sédimentaires.

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

Le Tertiaire est représenté par des conglomérats à pectinidés du Burdigalien, par des grès du Champsaur et par des calcaires à nummulites, qui peuvent se rapprocher des niveaux calcaires du Flysch ultra-dauphinois *s. l.*

Le Sénonien du Dauphiné et du Dévoluy a largement alimenté le delta : calcaires à silex, lauzes, calcaires détritiques ou lités, conglomérats ; ces galets sont parmi les plus gros rencontrés. Le bassin versant comportait également les calcaires de l'Urgonien, les calcaires marneux du Barrémien, les marnes hauteriviennes, les calcaires détritiques valanginiens et les calcaires cryptocristallins du Tithonique. Tous ces faciès sont identiques à ceux que l'on peut voir aujourd'hui dans les massifs subalpains voisins.

En dehors de quelques galets de grès permien du type d'Alleverd, la présence de niveaux de la zone externe plus anciens que le Malm n'est pas certaine.

Quant aux zones internes, la série stratigraphique atteinte commence au moins aux quartzites du Trias briançonnais ; les grès conglomératiques du Verrucano (Permien briançonnais) sont peut-être représentés, mais leur détermination en galets prête à confusion avec les grès et conglomérats du même âge provenant de la bordure des massifs cristallins externes. Les radiolarites rencontrées sont rattachées classiquement aux niveaux siliceux du Jurassique supérieur piémontais.

Les gros galets de *silex* proviennent tous de la zone externe exclusivement : Sénonien du Vercors, de la Chartreuse et du Dévoluy, Valanginien de la Chartreuse (silex noirs de la Grande Sure) ; on connaît aussi des couches à silex, quoique plus rares, dans l'Urgonien et dans le Tithonique. En ce qui concerne les petits galets, il est probable qu'une certaine part d'entre eux provienne des zones internes, notamment le Jurassique supérieur piémontais, briançonnais ou subbriançonnais, car les teintes qu'ils montrent sont peu communes dans le Mésozoïque dauphinois.

En résumé, les roches sédimentaires nous indiquent que l'érosion avait atteint des niveaux stratigraphiques allant au moins du Permien au Miocène inférieur et pouvant appartenir aux zones externes ou aux zones internes.

#### B) Les roches plutoniques.

Dès l'examen sur le terrain on pouvait, en raison de leurs faciès caractéristiques, identifier la plupart des galets de *granite* comme étant des granites du type Pelvoux. Quant aux autres, leur état d'altération ne permet pas d'affirmation en ce qui concerne leur provenance.

Les galets de *microgranite* les plus fréquents comportent des biotites chloritisées dans une pâte rose. On pourrait rattacher cette roche aux faciès de bordure du granite de Pelvoux.

Parmi les galets de *gabbro* et *diorite*, citons une diorite à hornblende verte épigénisée partiellement en hornblende bleue, des gabbros à diallage ou serpentinisés. Certaines de ces roches basiques peuvent être rattachées aux ophiolites piémontaises, d'autres aux roches basiques du massif de Belledonne.

**C) Les roches volcaniques.**

Sur les trente-quatre roches volcaniques étudiées, vingt-sept sont des laves ou des tufs acides ; les autres sont des spilites, des diabases et des variolites.

**1. LAVES ET TUFES RHYOLITIQUES.**

D'après les faciès microscopiques et les résultats des analyses chimiques (voir ci-dessous), nous pouvons distinguer trois groupes : les rhyolites vraies et les ignimbrites ; les dellénites et les dellénitoides ; les tufs. Nous ne décrirons en détail que quelques laves prises comme types.

*a) Rhyolites et ignimbrites.*

Les huit roches classées dans ce groupe ont le plus souvent une teinte rouge sombre sur laquelle tranchent les phénocristaux de quartz, de

feldspaths sodi-potassiques et de minéraux ferro-magnésiens noirs.

ECHANTILLON N° I (recueilli à la Guillencière)<sup>5</sup> (fig. 3, photo A).

Au microscope, on voit des phénocristaux automorphes de quartz corrodé et de feldspaths : les plus altérés sont des orthoclases maclés Baveno (microcline anorthose :  $2V = -60^\circ$  à  $-66^\circ$ ) ; les autres sont des oligoclases An 15 à 25.

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

La structure est microlitique porphyrique, entièrement dévitrifiée.

Les paramètres dérivant de l'analyse chimique (An. n° I) sont égaux à I . 3 . 1 . 2' ; cette lave doit porter le nom de rhyolite alcaline potassique.

<sup>5</sup> Pour les noms de lieux, voir les localisations p. 75.

An. n°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XII recalc.	XIII	XIII recalc.
SiO <sub>2</sub>	75,05	73,90	69,80	67,30	66,65	65,15	70,50	66,80	67,85	69,10	62,00	68,35	59,95	52,30	48,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,75	13,85	14,25	15,70	15,85	15,55	15,25	15,55	15,35	15,45	16,80	14,70	18,80	15,70	17,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,50	2,80	2,35	0,90	3,70	0,65	3,40	1,65	1,10	4,50	3,50	4,50	5,60	6,10
FeO	0,75	1,30	0,60	1,30	2,50	2,35	2,20	0,70	0,55	2,10	0,50	1,30	1,65	2,60	2,80
MnO	tr.	tr.	0,10	0,05	0,10	0,15	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,15	0,10	0,10
MgO	0,45	1,05	1,25	1,50	2,05	1,60	1,40	1,00	1,15	1,40	1,50	1,35	1,70	4,90	5,35
CaO	0,30	0,50	0,50	1,05	1,10	0,60	0,90	1,40	0,90	0,65	2,45	0,90	1,15	6,15	6,70
Na <sub>2</sub> O	1,95	2,60	3,00	3,95	3,80	5,00	4,30	4,85	2,60	4,60	5,10	5,20	6,65	3,45	3,75
K <sub>2</sub> O	5,70	4,85	5,10	3,70	4,00	3,05	1,95	3,30	6,10	2,90	2,85	2,10	2,70	0,75	0,80
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,15	0,40	0,65	0,40	0,60	0,40	0,65	0,35	0,50	0,60	0,70	0,90	1,45	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,10	0,15	0,25	0,30	0,25	0,15	0,25	0,25	0,20	0,25	0,25	0,30	0,55	0,60
H <sub>2</sub> O +	0,65	0,80	1,30	1,55	2,05	1,50	1,75	1,35	1,35	1,30	3,50	1,00	1,30	5,65	6,15
H <sub>2</sub> O -	0,25	0,25	0,25	0,25	0,30	0,25	0,40	0,25	0,30	0,25	0,10	0,20	0,25	0,70	0,75
Total	99,60	99,85	99,50	99,60	100,00	99,75	99,40	99,55	99,45	99,60	100,20	99,65	100,00	99,90	100,00
σ (A. Rittmann)	1,8	1,8	2,45	2,4	2,5	2,9	1,4	2,8	3,0	2,2	3,3	2,1	5,0	1,9	4,0

Analyses chimiques : tableau des résultats.

Analyses effectuées au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble par Mmes B. Uselle et F. Keller-Leroy (1965-1966).



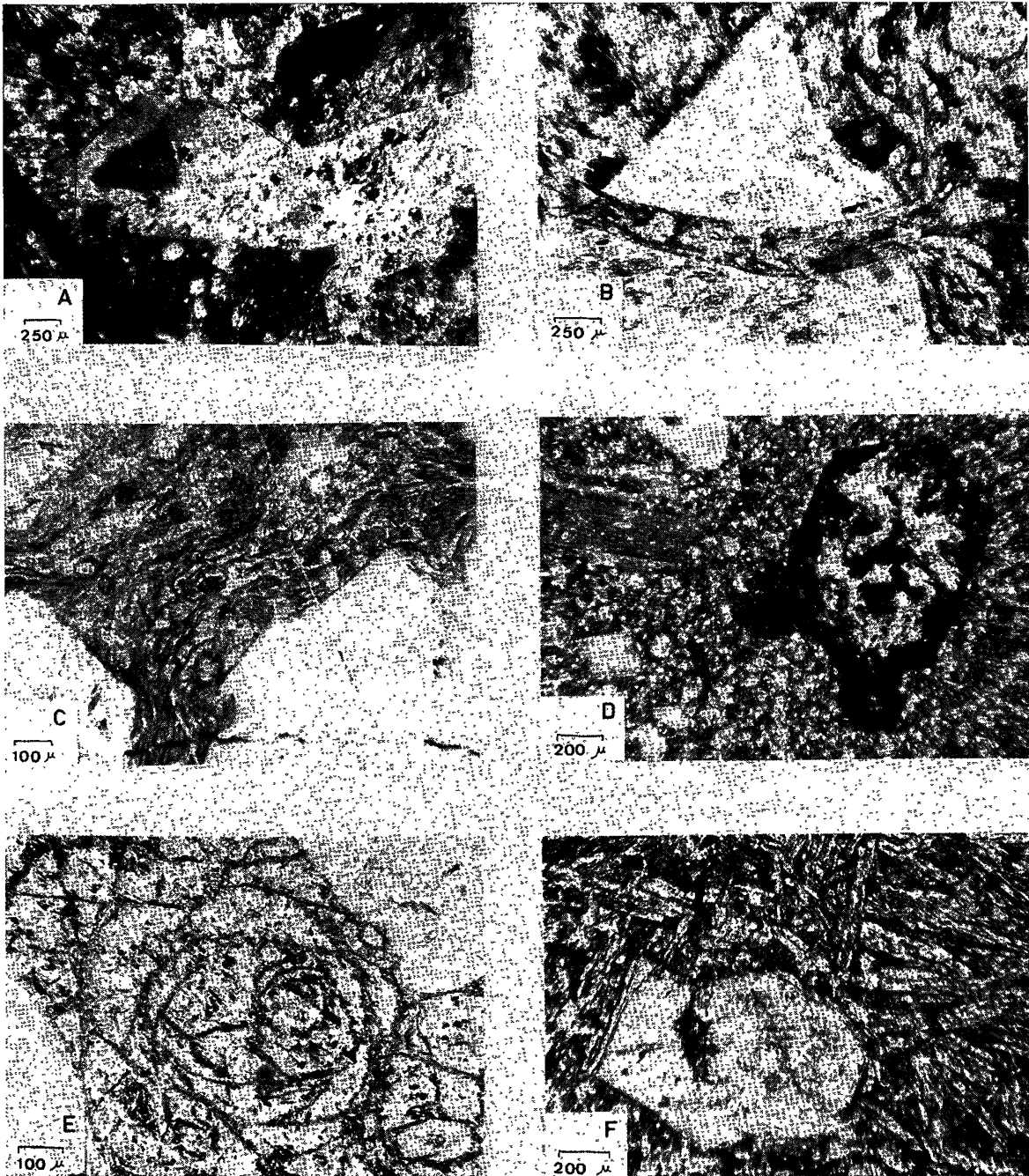


Fig. 3.

- A : Rhyolite (échantillon n° I). Cristaux d'orthoclase maclés Baveno. Pâte dévitrifiée. Lum. anal.  
B : Ignimbrite. Cristal de feldspath cassé; la pâte gicle entre les deux morceaux. Lum. nat.  
C : Ignimbrite. Quartz corrodé en doigt de gant (à droite) et feldspath (à gauche) entourés d'un verre fluidal. Lum. nat.  
D : Dellénitoïde (échantillon n° V). Ancien pyroxène remplacé

- par de la chlorite et de la magnétite. Pâte cryptocristalline. Lum. anal.  
E : Dellénitoïde. Structure perlitique en « bouton de rose ». Les fissures dues à un refroidissement brutal sont soulignées d'oxydes opaques. Lum. nat.  
F : Spillite. Structure intersertale. Ancien minéral ferro-magnésien chloritisé. Lum. nat.

ECHANTILLON N° II (recueilli à Saint-Quentin).

Composition minéralogique :

Verre .....	71 %	
Phénocristaux :		
Quartz .....	15 %	soit 52 % du total des phénocristaux
Feldspaths potassiques.	6 %	soit 22 % du total des phénocristaux
Plagioclases .....	5 %	soit 17 % du total des phénocristaux
Ferro-magnésiens ....	2,5 %	soit 8 % du total des phénocristaux
Calcite .....	0,5 %	soit 1 % du total des phénocristaux
Total des phénocristaux. .	29 %	100 %

Le quartz est corrodé et morcelé, à extinction légèrement onduleuse. Les feldspaths sont représentés par un orthoclase non maclé (microcline anorthose ou sodique) et par un plagioclase qui est de l'andésine An 37 à 44, maclée albite ou albite-péricline. Ces cristaux de quartz et de feldspath sont souvent éclatés. On trouve également d'anciens minéraux ferro-magnésiens chloritisés, des paillettes de biotite très foncée et quelques cristaux de zoïsite, de chlorite et de calcite.

La pâte est vitreuse pour une grande part; elle comporte des agrégats de quartz de cristallisation secondaire et des xénolites sombres à structure microlitique fluidale, contenant des baguettes de plagioclase et des oxydes de fer.

Cette roche présente une structure ignimbritique.

Les paramètres calculés à partir de l'analyse chimique (An. n° II) 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, soit par leur structure ignimbritique, soit par leur chimisme analogue et leur structure franchement rhyolitique. Tous comportent des feldspaths sodi-potassiques exprimés en phénocristaux. La structure est le plus souvent ignimbritique, avec des cristaux parfois éclatés (fig. 3, photo B) et des xénolites à structure microlitique, moulés par une pâte fluidale (fig. 3, photo C).

Ces échantillons montrent d'autre part quelques variations dans la composition minéralogique : la sanidine est parfois exprimée ; les plagioclases peuvent être altérés en calcite : il s'agit toujours d'oligoclase ou d'andésine (An 12 à 48); les minéraux ferro-magnésiens sont rarement recon-

naissables, à l'exception de quelques biotites parfois chloritisées.

L'analyse chimique d'un échantillon provenant de Saint-Nizier (An. n° III) mène aux paramètres I'. (3)4. 1. 3.

#### b) *Dellénites et dellénitoïdes.*

La couleur des dix roches que nous classons dans ce groupe est du même rouge sombre, avec des phénocristaux de plagioclase rose et de minéraux ferro-magnésiens noirs. Leur composition chimique est rhyolitique, alcaline ou calco-alcaline. Au microscope, ces roches ne montrent pas d'orthoclase en phénocristaux ; on peut donc les appeler, avec A. LACROIX, des dellénites. Celles qui en outre ne présentent pas de phénocristaux de quartz, et qui ont été de prime abord confondues avec des andésites, correspondent, toujours dans la nomenclature de A. LACROIX, à des dellénitoïdes.

ECHANTILLON N° IV (recueilli à Proveyzieux).

Composition minéralogique :

Verre .....	64 %	
Phénocristaux :		
Quartz .....	23,5 %	soit 65 % du total des phénocristaux
Plagioclases .....	9 %	soit 25 % du total des phénocristaux
Chlorites .....	1 %	soit 3 % du total des phénocristaux
Oxydes de fer .....	2,5 %	soit 7 % du total des phénocristaux
Total des phénocristaux. .	36 %	100 %

Les quartz ont une extinction onduleuse; ils sont corrodés, xénomorphes et polycristallins; ils paraissent avoir été étirés et fondus sur leurs bords avant la consolidation finale. Le feldspath est une andésine An 38-40.

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

La structure est microlitique porphyrique fluidale. Cette lave est d'une grande fraîcheur.

Les paramètres dérivant de l'analyse chimique (An. n° IV) 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.

ECHANTILLON n° V (recueilli au Bergureuil) (fig. 3, photo D).

Cette roche montre une teinte vert clair, avec des phénocristaux blanchâtres de feldspath et de petits ferro-magnésiens vert foncé. Il existe un certain litage.

Au microscope, la composition minéralogique apparaît comme suit : le plagioclase automorphe, maclé albite-péricline, est légèrement séricitisé : il s'agit d'oligoclase An 16-18 et d'andésine An 44. D'anciens minéraux ferro-magnésiens trapus (pyroxènes) sont remplacés par de la chlorite et des oxydes de fer.

La pâte finement dévitrifiée est cryptocristalline.

Cette roche présente une structure porphyrique.

La composition chimique est celle d'une rhyolite (An. n° V). Les paramètres sont : I(II) . 4 . 1(2) . 3'. Malgré son apparence d'andésite, due à l'absence de quartz et de feldspath potassique en phénocristaux, il s'agit donc d'une dellénitoïde.

Les autres échantillons recueillis, que nous rangeons dans ce groupe des dellénites et dellénitoïdes, peuvent présenter une structure fluidale ou encore une structure perlitique (échantillon provenant de Saint-Nizier, fig. 3, photo E), celle-ci indiquant probablement des phénomènes de contraction produits lors du dépôt du matériel volcanique en milieu humide ; les fissures sont soulignées de magnétite. Quelques quartz de cristallisation secondaire existent dans le verre. Les phénocristaux d'andésine ont des teneurs en anorthite variant entre 35 et 48 %. Les minéraux ferro-magnésiens sont exprimés sous forme soit de cristaux chloritisés et ferrugineux (anciens pyroxènes, d'après les contours géométriques), soit seulement d'oxydes de fer opaques. Comme minéraux accessoires, on rencontre épidote et apatite.

L'analyse chimique de l'échantillon n° VI (provenant de Saint-Quentin) mène aux paramètres I(II). 4. 1. 4, qui sont ceux d'une rhyolite alcaline sodique. Par contre celle de l'échantillon n° VII (provenant de Proveyzieux ; paramètres : I'. 3'. (1)2. 4) permet de calculer une composition de rhyolite calco-alcaline, sodique également.

### c) *Tufs rhyolitiques.*

Les huit échantillons rangés dans ce groupe se rapprochent par leur commune structure de tuf ; leur composition chimique va des rhyolites alcalines aux rhyolites calco-alcalines.

ECHANTILLON n° VIII (recueilli à Moretière).

Aspect microscopique : ce tuf est constitué de fragments jointifs, tous cernés d'un mince liseré de verre jaune-brun contenant quelques petits cristaux. Tous les fragments

comportent une certaine quantité de verre clair, mais certains sont largement cristallisés, avec notamment de grands quartz. On pourrait parler d'une structure « vitro-clastique ».

Outre les quartz on trouve des phénocristaux de plagioclase en voie d'altération : andésine An 43-47 ; d'anciens pyroxènes 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 en fragments au contact d'un milieu humide.

Les paramètres dérivant de l'analyse chimique (n° VIII) sont égaux à I' . 4 . (1)2 . 4 ; ils indiquent une composition de rhyolite calco-alcaline à tendance akéritique.

ECHANTILLON n° IX (provenant de Moretière).

Les phénocristaux d'andésine sont en voie d'altération. Les anciens minéraux ferro magnésiens sont transformés en chlorite et oxydes de fer, avec quelques granules d'épidote.

La pâte cryptocristalline montre des îlots quartzeux plus largement cristallisés et de nombreux granules d'oxydes de fer. Elle renferme également des xénolites sombres bordés d'oxydes de fer, à baguettes de plagioclase, ainsi que quelques cristaux de chlorite et de calcite.

La composition chimique (An. n° IX) est celle d'une rhyolite alcaline sodi-potassique : I' . 4 . 1' . (2)3.

Ce groupe des tufs rhyolitiques comprend d'autres échantillons qui montrent une composition minéralogique variable : dans certains les orthoclases sont exprimés et plus ou moins altérés en calcite, ou en séricite et argile (par exemple, un radiodiagramme de poudre portant sur un échantillon provenant de Saint-Egrève a montré la présence de feldspaths sodi-potassiques, d'illite et de séricite). Les plagioclases peuvent être altérés en calcite ; il s'agit d'oligoclase et surtout d'andésine (An 23 à 47). Lorsque le feldspath potassique n'est pas exprimé et lorsqu'en outre le quartz est absent des phénocristaux, on rejoint, par-delà la structure de tuf, les appellations de dellénite et dellénitoïde de la nomenclature de A. LACROIX.

L'analyse chimique de l'échantillon n° X (provenant de la Vence) mène aux paramètres : I' . 4. 1'. 4, qui sont ceux d'une rhyolite alcaline sodique.

d) Nous mettrons à part un galet de lave dont la nature exacte n'a pas pu être établie :

ECHANTILLON n° XII (recueilli à Saint-Nizier).

Cette roche, de teinte grise, montre au microscope un aspect très frais. On y trouve du quartz à extinction onduleuse, biaxe, remplissant des bulles ourlées d'une épaisse bordure de magnétite, de grandes plages de plagioclase (andésine An 42-48 surtout, un peu d'oligoclase An 23 environ).

La pâte comporte de fins microlites des mêmes plagioclases, orientés autour des vacuoles, un peu de chlorite et

des traces d'épidote. Comme minéraux accessoires, on note la présence de magnétite et de goéthite.

La structure est donc vacuolaire, à pâte fluidale.

Les paramètres  $I(II) \cdot 4 \cdot (1)2 \cdot 4$ , dérivant de l'analyse chimique (An. n° XII), font apparaître une rhyolite calcaire sodique, si l'on considère le quartz contenu dans les vacuoles comme d'origine primaire. Dans le cas contraire, et si on supprime une quantité de silice correspondante (21,5 % de la roche totale, proportion déterminée au compteur de points), cette roche a une composition de trachyte quartzifère (An. n° XII recalculée :  $I(II) \cdot 5 \cdot 1(2) \cdot 4$ ). Aucun argument ne permet de trancher pour l'une ou l'autre hypothèse.

## 2. DIABASES ET SPILITES.

Dans ce groupe sont rangées :

a) deux *diabases*, roches de grain très fin, à structure micro-ophitique. Le feutrage est formé par des microlites d'andésine, où une chloritisation centrale correspond à un ancien zonage. Minéraux accessoires : sphène et épidote. Ces roches se rapprochent des diabases décrites notamment dans les flyschs nordhelvétiques<sup>6</sup> ;

b) des *variolites* typiques ont également été recueillies, aisément reconnaissables en échantillons ;

c) quatre *spilites* caractéristiques ou roches apparentées :

ECHANTILLON provenant de Saint-Quentin (fig. 3, photo F).

En échantillon cette roche, de teinte gris foncé, se montre pointillée de ferro-magnésiens, avec des yeux blancs.

Au microscope, on voit des baguettes enchevêtrées de plagioclase (albite proche de l'oligoclase, An 9, et andésine, An 44), de la chlorite abondante, provenant d'anciens minéraux ferro-magnésiens (olivine ? pyroxène ?) et de néoformation, de la calcite disséminée et de l'hématite. Les yeux sont formés de calcite mêlée d'un peu de quartz à extinction onduleuse.

La structure est intersertale.

Un autre échantillon, provenant de la Guillecière, montre une structure bréchique marquée par des traînées d'hématite et de limonite.

Un échantillon recueilli à la Guillecière a une structure vacuolaire. A l'analyse chimique (An. n° XIII), ses paramètres  $II \cdot 4(5) \cdot 3' \cdot (4)5$  la situent parmi les dacites. La plus grande partie de la calcite provient manifestement de l'altération des plagioclases ; on ne peut donc la soustraire au calcul. Par contre, après soustraction d'une

quantité de quartz visiblement secondaire, équivalant à celle contenue dans les vacuoles (8 % de la roche totale, proportion déterminée au compteur de points), la valeur 5 du paramètre  $q$  (An. n° XIII recalculée :  $II \cdot 5 \cdot 3' \cdot (4)5$ ) révèle une nature qui correspond mieux à l'aspect microscopique : andésite.

## 3. 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 peuvent se répartir en plusieurs groupes :

- laves antétriasiques, plus ou moins métamorphosées ;
- laves du Trias (ou du Lias) : spilites de la zone dauphinoise ;
- 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 ; telles sont, par exemple, les ortholeptynites du Pelvoux. Mais le métamorphisme y a entraîné des transformations trop profondes pour qu'il soit possible de leur comparer nos galets.

Au Carbonifère se mirent en place dans les Grandes-Rousses des laves dacitiques ou trachytiques devenues orthophyres<sup>7</sup>. Les descriptions microscopiques fournies par la littérature ne coïncident pas avec celles des roches volcaniques des conglomérats de Voreppe ; leur texture est le plus souvent orientée ; les analyses chimiques montrent des roches plus ferro-magnésiennes et plus calcaïques que les nôtres, moins quartziques, moins alumineuses et moins alcalines.

<sup>6</sup> VUAGNAT (M.) (1952), *Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique (Thèse, Berne)*.

<sup>7</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)*.

Au Permien ont eu lieu des épanchements acides dans le Briançonnais<sup>8</sup> : 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 ; enfin, à l'analyse chimique, elles apparaissent moins leucocrates, plus calciques et moins alcalines.

Les grès et conglomérats du Verrucano permotriassique du Briançonnais comportent des galets de lave (liparite selon P. TERMIER) ; aucune analyse chimique n'en a été effectuée. Par leur faciès microscopique, ces roches se rapprochent du ciment de la 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 d'Allevard (massif de Belledonne) se rencontrent des quartz rhyolitiques, des feldspaths peu roulés et des fragments de tuf<sup>9</sup>. Dans les mêmes grès permien, mais sur la bordure sud-ouest du Pelvoux (les Rouchoux), ont été trouvés quelques minuscules galets d'ignimbrite<sup>10</sup>. 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 pour y donner encore de gros galets.

#### b) Laves triasiques.

Les affleurements actuels des spilites de la zone dauphinoise sont surtout situés sur les bordures 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<sup>11</sup>. La similitude des faciès est telle que rien ne s'oppose à un

rattachement des galets à ce volcanisme triassique. 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 pour que leur identification ne prête à aucune confusion. Leur origine, de même que celle des diabases, doit être recherchée parmi les massifs d'ophiolites associés aux Schistes lustrés.

#### d) Roches volcaniques antépliocènes.

On ne connaît pour l'instant qu'une seule coulée de lave tertiaire antépliocène dans les Alpes occidentales : à la base du Flysch des Aiguilles d'Arves, d'âge éocène moyen<sup>12</sup>. Cette lave est une dellénitoïde (J. BOCQUET et R. MICHEL, 1966). Elle se présente en nodules verdâtres ou rougeâtres à l'intérieur de schistes verts. Au microscope, des analogies apparaissent avec nos galets de dellénitoïde : mêmes plagioclases automorphes, mêmes ferro-magnésiens remplacés par de la chlorite et de la magnétite, même pâte cryptocristalline, même absence de quartz et d'orthoclase en phénocristaux, qui avait amené à déterminer primitivement une andésite. A titre de comparaison, nous citons les résultats d'une analyse de cette roche (échantillon provenant du Goléon) dans le tableau p. 60 (n° XI). Les paramètres sont : I(II). 4'. 2. 4. L'altération de l'échantillon des Aiguilles d'Arves est responsable de la teneur en chaux et des proportions relatives de fer ferrique et de fer ferreux, qui montrent quelques différences avec celles de nos échantillons de dellénitoïde (notamment An. n° V).

Dans les grès oligocènes du Champsaur (massif de Chaillol), P. TERMIER et Ch. LORY<sup>13</sup> ont trouvé un tuf andésitique à labrador et pyroxène ; P. BELLAIR<sup>14</sup> décrit, provenant du même endroit, une arkose à éléments dacitiques et andésitiques. Par ailleurs les « mouchetures » des grès du Champsaur sont dues à des nids de minéraux ou à de petits galets dont la nature est andésitique,

<sup>8</sup> MICHEL (R.) et LONCHAMPT (D.) (1963), Le gisement volcanique permien du Guil (Htes-Alpes) (88<sup>e</sup> Congr. Soc. Sav., Clermont-Ferrand, p. 131-141).

<sup>9</sup> TOBI (A.-C.) (1958), Volcanisme occulte dans les grès d'Allevard (Permien) et dans le Houiller du Massif de Belledonne (C. R. Ac. Sc., t. 246, p. 3654-3656).

<sup>10</sup> APRAHAMIAN (J.) et GIBERGY (P.) (1966), Présence de débris d'ignimbrites dans les grès permien des Rouchoux (bordure sud-ouest du Pelvoux, Isère) (C. R. Ac. Sc., t. 262, p. 1505-1508).

<sup>11</sup> TANE (J.-L.) (1963), Sur la genèse des laves spilitiques du Massif du Pelvoux (Alpes du Dauphiné) (88<sup>e</sup> Congr. Soc. Sav., Clermont-Ferrand, p. 191-199).

<sup>12</sup> BARBIER (R.) et MICHEL (R.) (1958), Découverte d'une roche volcanique (andésite) dans la zone du flysch des Aiguilles d'Arves (Bull. Soc. Géol. Fr., (6), p. 709-714).

<sup>13</sup> TERMIER (P.) et LORY (Ch.) (1895), Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le massif de Chaillol (Htes-Alpes) (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 23, p. LXXV-LXXVII).

<sup>14</sup> BELLAIR (P.) (1957), Le volcanisme nummulitique du Champsaur (C. R. Ac. Sc., t. 245, p. 2515-2517).

ou spilitique<sup>15</sup>. Dans les flyschs nordhelvétiques et haut-savoyards existent des fragments semblables : andésites et spilites<sup>16</sup>. Enfin des galets de nature andésitique ont été découverts dans divers conglomérats provençaux d'âge allant du Priabonien au Miocène.

L'acidité des laves présentes à l'état de galets dans le delta de Voreppe ne permet pas de leur attribuer la même origine qu'aux fragments andésitiques des flyschs ou à ceux des conglomérats provençaux. En outre, pour des raisons de proximité, il n'est pas nécessaire d'invoquer un volcanisme spilitique autre que celui du Trias dauphinois.

e) *Laves postmiocènes.*

Au Pliocène inférieur, des laves surtout basiques se sont épanchées en Provence. Elles ne peuvent entrer dans les comparaisons, à cause de leur âge, de leur distribution géographique et de leur nature pétrographique qui va des basaltes aux andésites et aux dacites.

*Conclusions : origines possibles.*

Parmi les différents groupes de laves que nous avons décrits dans le delta de Voreppe, 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 de dellénoïde a montré que l'on peut très vraisemblablement les relier au volcanisme du Flysch des Aiguilles d'Arves.

Toutefois la majorité des roches volcaniques recueillies sont de nature rhyolitique ou ignimbritique. Nous avons vu qu'aucune roche identique n'est connue actuellement en place dans le bassin versant ayant alimenté le delta de Voreppe : les laves antépermiennes des massifs cristallins ont toutes été plus ou moins transformées par le métamorphisme ; les laves permiennes du Briançonnais portent la marque d'une altération profonde,

absente dans les galets de Voreppe ; les fragments volcaniques des grès d'Allevard ou des Rouchoux ne constituaient déjà plus, au Permien, que les résidus de l'érosion de roches en place ; les roches volcaniques tertiaires connues en fragments sont 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 inférieur, ce qui cadrerait bien avec l'aspect très frais des laves. Les structures ignimbritiques, perlitiques, vitroclastiques font penser à des émissions principalement vulcaniennes, en partie katmaiennes, certaines s'étant déposées en milieu humide. On pourrait de plus émettre l'hypothèse que, d'une part, ce volcanisme rhyolitique et, d'autre part, le volcanisme plus basique des flyschs tertiaires (andésites et ophiolites) constituent les phases différentes d'une même évolution magmatique.

Il est intéressant aussi de comparer ces restes volcaniques aux laves des Alpes orientales et des Carpathes, où des épanchements ont eu lieu au Crétacé, au Miocène et au Pliocène<sup>17</sup>. La nature de ces laves va précisément des rhyolites aux andésites pour les émissions crétacées et miocènes, alors que les laves pliocènes sont plus basiques et contiennent des feldspathoïdes.

#### 4. CARACTÈRES CHIMIQUES.

On n'a pas pu analyser les galets récoltés par P. TERMIER et W. KILIAN, dont seules les laves ont été conservées. Nous disposons de dix analyses de rhyolites, ignimbrites, tufs rhyolitiques ou dellénoïdes, dont on peut étudier les caractères chimiques si l'on admet l'hypothèse d'un volcanisme tertiaire acide.

Malheureusement, ce volcanisme étant peu différencié, il n'est pas possible d'utiliser les diagrammes habituels de variation magmatique. C'est pourquoi nous avons employé uniquement l'indice de série  $\sigma$  de A. RITTMANN, dont les valeurs vont de 1,4 à 3,0, ce qui montre que ce volcanisme est de type pacifique, ou calco-alcalin.

<sup>15</sup> VUAGNAT (M.) (1947), Remarques sur les grès mouchetés du Champsaur (C. R. Soc. Phys. Nat. Genève, (64), n° 1, p. 36-39).

<sup>16</sup> VUAGNAT (M.) (1952), *op. cit.*

<sup>17</sup> DE QUERVAIN (F.) (1927), Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihrer Umrandung (Bull. suisse Minér. et Pét., (7), p. 1-27).

RADULESCU (D. P.) (1961), Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R. P. R. (Assoc. Géol. carpatho-balk., (II), p. 187-198).

## CONCLUSION A L'ÉTUDE DES ROCHES VOLCANIQUES.

Les roches volcaniques des conglomérats de Voreppe sont représentées : 1) par des laves rhyolitiques et des ignimbrites, dont on ne connaît pas actuellement d'affleurement à l'exception des dellénitoides du flysch ultradauphinois, et que l'on peut attribuer au Tertiaire inférieur ; 2) par des spilites probablement triasiques ; et 3) par des variolites et des diabases à rattacher 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 galets de rhyolite potassique, du type de l'échantillon n° I décrit plus haut, seraient relativement plus fréquents dans le Vindobonien que dans le Burdigalien, pendant lequel la proportion des roches volcaniques serait par ailleurs légèrement plus élevée.

### D) Les roches métamorphiques.

Les micaschistes sont excessivement rares ; cela n'est pas étonnant si l'on considère leur friabilité. Gneiss et migmatites ne sont guère mieux représentés. On peut rattacher ces roches, de même que les quelques quartzites métamorphiques, aux séries métamorphiques d'un des massifs cristallins externes, Pelvoux, peut-être Belledonne : les fragments en sont trop rares et trop petits pour permettre une reconnaissance précise.

On trouve quelques galets de serpentinite et d'épidote, dont on peut rechercher l'origine dans Belledonne et ses prolongements, ou encore parmi les ophiolites de la zone piémontaise.

Enfin, de très rares galets de roche à glaucophane ne peuvent provenir que des zones internes, car on n'en connaît pas dans les zones externes.

## II. Étude de la composition pétrographique.

### A) Méthode.

Nous avons étudié la composition des galets de trente-cinq affleurements. Pour cela on notait, en quatre groupes de taille, le nombre de galets correspondant à chaque faciès pétrographique et présents dans une surface constante (0,5 m<sup>2</sup>). Les proportions ont été transformées en pourcentages

volumétriques relatifs<sup>18</sup> ; on tient compte ainsi non seulement du nombre des galets de chaque faciès pétrographique, mais aussi des dimensions de ces galets.

Le mode de représentation adopté est une représentation cyclographique où aux proportions de chaque faciès correspond une portion de cercle, figurée différemment (fig. 4) ; la surface totale correspond à 100 %.

Le but était, d'une part, d'étudier la gamme des roches rencontrées et leurs proportions, ce qui permettrait de reconstituer le bassin versant et les massifs émergés à l'époque et, d'autre part, d'établir les variations que peut subir la composition pétrographique de bas en haut de la série, ce qui devrait permettre de découvrir les indices de mouvements contemporains dans le bassin versant.

### B) Résultats.

Avec les *silex* et quelques *roches détritiques*, les *calcaires* forment 75 à 100 % du volume des galets des conglomérats. Ce sont aussi les plus gros galets. Il n'a pas été possible de distinguer, lors des comptages sur le terrain, la part de chaque niveau stratigraphique d'origine.

Les *quartz filoniens* forment en moyenne 2 % du volume total. Ils se présentent surtout en petits galets. Les *quartzites* sont très rares, sauf dans quelques affleurements pour lesquels leur présence a une valeur de repère stratigraphique.

Les *radiolarites* constituent 1 % du volume moyen. Les galets qu'elles forment sont de faibles dimensions.

*Granites*, *microgranites*, *gneiss*, *micaschistes* et *migmatites* (seuls les granites cependant sont représentés de manière constante) forment une moyenne de 1 % du volume. Des arguments de terrain, basés sur la granulométrie et l'état d'altération des galets, 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 et roches vertes le sont également.

<sup>18</sup> TRUMPY (R.) et BERSIER (A.) (1954), *op. cit.*

Les *laves* interviennent pour une très faible part : en volume relatif leur proportion générale n'atteint pas 0,2 %.

Quant aux *roches vertes*, elles correspondent à 1,5 % du total en volume relatif.

La fig. 4 a donne la représentation cyclographique de la composition moyenne du conglomérat.

Stratigraphiquement les divers affleurements montrent une homogénéité d'ensemble indiscutable, avec une large prédominance des galets calcaires ou de silix. Quelques différences se présentent cependant ; quoique ténues, elles montrent une constance qui permet de distinguer des unités lithostratigraphiques dont nous parlerons dans le chapitre suivant.

Diverses hypothèses pourraient expliquer ces dif-

férences (mouvements tectoniques, reprise d'épan-  
dages antérieurs, progression de l'érosion, etc.),  
mais aucune ne paraît entièrement satisfaisante à  
l'heure actuelle.

Les faciès pétrographiques intéressants 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 ver-  
sant du fleuve miocène qui alimentait le delta de  
Voreppe. Nous pouvons donc seulement dire pour  
l'instant que ce bassin versant ne s'est presque  
pas modifié entre le début et la fin du Miocène,  
ce qui va à l'encontre des idées couramment  
admises jusqu'à présent.

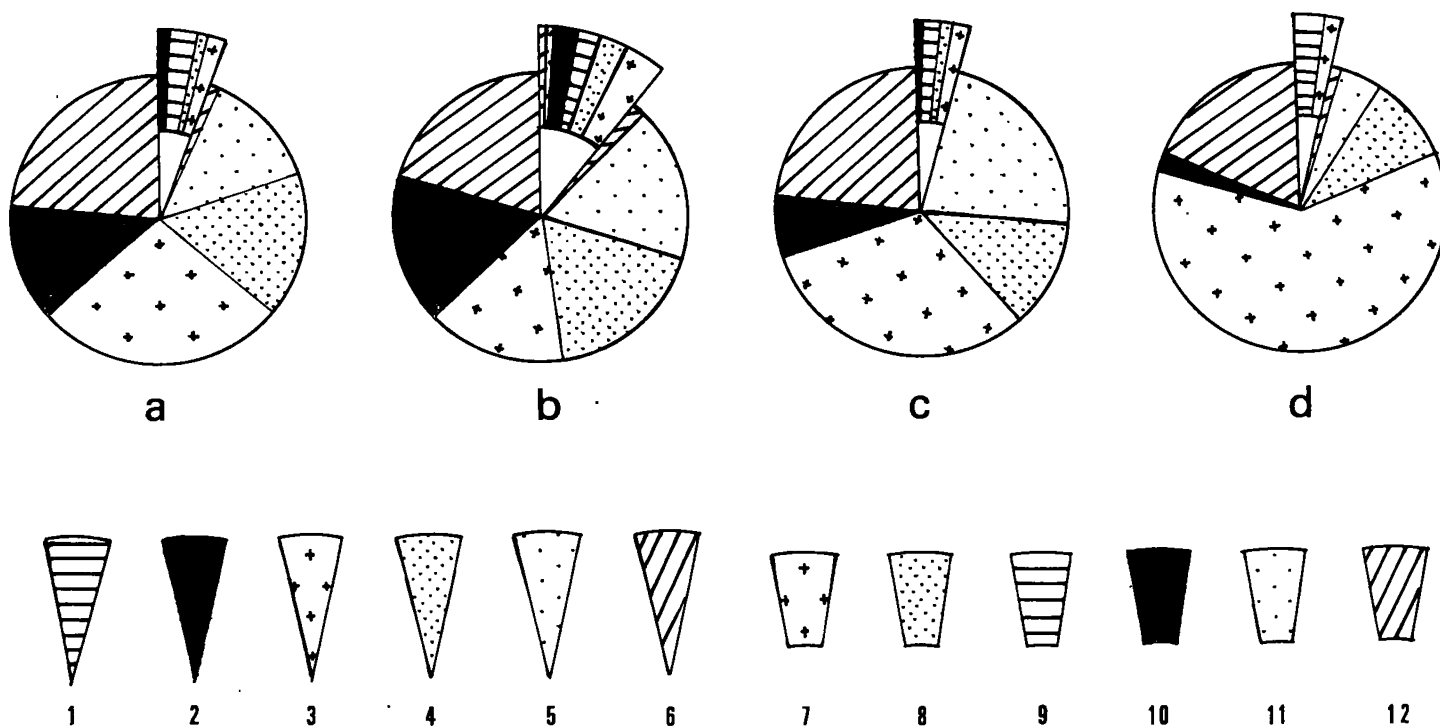


Fig. 4. — Comptages pétrographiques : représentations cyclographiques des résultats (en volume relatif). Pour rendre leur figuration plus claire, on a agrandi en couronne la portion de cercle correspondant aux radiolarites, aux quartz et aux roches cristallines.

a, Composition moyenne des conglomérats; b, Formation de la Vence; c, Formation de la Placette-Romeyère ou Formation du Bas-Dauphiné; d, Formation du col de Toutes Aures.

1, Calcaire cryptocristallin, marneux, bistre; 2, Calcaire marneux noir; 3, Calcaire cristallin, lithographique ou sublithographique, clair; 4, Calcaire détritique, gris; 5, Silix; 6, Grès, brèches, conglomérats, roches sédimentaires diverses; 7, Quartz, quartzites; 8, Radiolarites; 9, Granites, roches cristallophylliennes; 10, Roches vertes; 11, Laves; 12, Roches cristallines indéterminées



## ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE

On aurait aimé fonder la stratigraphie d'un ensemble conglomératique tel que le delta de Voreppe sur la faune incluse, mais elle est presque 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.

Les compositions pétrographiques moyennes des diverses formations individualisées sont données en représentations cyclographiques (fig. 4 *b*, *c* et *d*).

### A) Formation de la Vence.

La coupe type est prise d'Est en Ouest le long de la Vence, entre le Trou de l'Infernet et le torrent du Tenaion (pont de l'Oulle).

**Lithologie :** La base est sableuse ou gréseuse. Au-dessus viennent des conglomérats comportant en général un fort pourcentage d'espèces pétrographiques « exotiques » : des laves, un microgranite à micropegmatite, un microconglomérat siliceux lie-de-vin, un 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 Saint-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 Saint-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 Saint-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, de haut en bas :

- |                 |   |   |
|-----------------|---|---|
| 10<br>à<br>15 m | } | <ul style="list-style-type: none"> <li>— dalle calcaire fossilifère ;</li> <li>— molasses calcaire, gréseuse, marneuse, en niveaux superposés ou lentilles, à stratification irrégulière ;</li> <li>— conglomérat à galets verdis de calcaire sénonien et de silex noir bleuté (niveau discontinu) ;</li> <li>— discordance angulaire de 15° ;</li> <li>— calcaire sénonien à silex bruns.</li> </ul> |
|-----------------|---|---|

**Fossiles :** Cette « formation de la Vence » a fourni, en plusieurs localités (Romeyère, Voreppe, Saint-Quentin, Miribel), un certain nombre de fossiles, notamment : *Chlamys aff. praescabriuscula*, *C. multistriata*, *C. aff. radians*, *Pecten subbenedictus*, *P. paulensis*, *Ostrea aff. aginensis*, moules de lamelibranches, *Echinolampas sp.*, bryozoaires. Un échantillon de lignite provenant de Quaix n'a malheureusement pas fourni de pollen.

**Age :** Burdigalien certainement pour la base. Le sommet n'est pas daté : il pourrait atteindre le Vindobonien.

### B) Formation de la Placette - Romeyère.

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'inter-

calent des lentilles de sable dessinant souvent une stratification entrecroisée. 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 homogène; les teneurs en radiolarites, quartz, granites et roches vertes sont faibles, de 0 à 10 % du volume, avec une moyenne de 4,5 %; en fait de roches microlitiques et microgrenues, on ne rencontre qu'une rhyolite potassique et un microgranite rouges.

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 tecto-

nique (pli-faille de Voreppe) ou d'érosion. Cette formation comprend les affleurements du synclinal des Ecouges jusqu'au col de Romeyère et une partie des affleurements de Montaud, de Saint-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 carbonneux. L'épaisseur actuelle y est de 150 m au maximum.

*Fossiles* : Cette formation a fourni, notamment à Voreppe, des dents de squales et *Ostrea crassissima*. Les niveaux de lignite de Pommiers ont fourni : *Cerithium (Tympantotomus) papaveraceum*, *C. bidentatum tricinatum*, *Helix*, planorbes, limnées, *Mastodon angustidens*. L'étude palynologique d'un échantillon de lignite provenant de la Guillencièrre a montré la présence de<sup>19</sup> :

	Nombre	%
<i>Sporites neddeni</i> .....	1	0,3
Spore cf. <i>Lycopodium</i> .....	1	0,3
<i>Laevigatosporites haardti</i> .....	1	0,3
<i>Inaperturopollenites hiatus</i> .....	2	0,7
<i>Inaperturopollenites dubius</i> .....	1	0,3
<i>Abies</i> .....	97	32,2
<i>Pinus haploxylon typus</i> .....	17	5,7
<i>Pinus silvestris typus</i> .....	5	1,7
<i>Pinus sp.</i> .....	1	0,3
<i>Corylus</i> .....	12	4
<i>Alnus</i> 5 pores .....	10	3,3
<i>Alnus</i> 4 pores .....	13	4,3
Tricolporé réticulé .....	3	1
<i>Betula</i> .....	18	6
<i>Triatriopollenites rurensis</i> .....	1	0,3
<i>Triatriopollenites bituitus</i> .....	31	10,3
<i>Tripuripollenites robustus</i> .....	1	0,3
<i>Myriophyllum heterophyllum</i> .....	1	0,3
<i>Carpinus</i> .....	15	5
<i>Carya</i> 4 pores .....	1	0,3
<i>Pterocarya</i> .....	1	0,3

	Nombre	%
<i>Juglans</i> .....	1	0,3
<i>Tricolporopollenites henrici</i> .....	2	0,7
<i>Quercus</i> .....	18	6
<i>Fagus</i> .....	6	2
<i>Nyssa</i> .....	1	0,3
<i>Tricolporopollenites cingulum</i> .....	1	0,3
<i>Fraxinus</i> .....	4	1,3
Tricolporé cf. <i>Hedera helix</i> .....	1	0,3
Tricolporé indét. ....	7	2,3
<i>Tricolporopollenites margaritatus</i> ..	2	0,7
Labiées .....	2	0,7
Rosacées .....	1	0,3
Graminées .....	6	2
Chénopodiacées .....	1	0,3
Composées à lacunes .....	1	0,3
Composées à épines .....	3	1
Plantaginacées .....	3	1
<i>Sparganium</i> .....	1	0,3
Cypéracées .....	1	0,3
indéterminés .....	4	1,3
302		100

On note la présence abondante du sapin (*Abies* : 32 %) et l'absence de formes de marécages.

Age : Les lignites sont du Vindobonien (Tor-

tonien probable). Nous attribuons un âge général vindobonien à l'ensemble de la formation.

<sup>19</sup> Analyse effectuée par Mme VILAIN, du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon.

### C) Formation du Bas-Dauphiné.

Cette formation englobe différents lithotopes marneux ou sableux individualisés par différents auteurs à Saint-Lattier, Montchenu, Tersanne, Chimilin, Notre-Dame-de-l'Osier, etc.

La coupe type en est prise de Vinay vers le col de Toutes Aures.

*Lithologie* : Molasse sableuse jaune plus ou moins vif ou grisâtre, à stratification entrecroisée. Un faciès grossier intercalé a été appelé par G. DEMARCO « conglomérats de Notre-Dame-de-l'Osier ». Sa composition pétrographique 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 Notre-Dame-de-l'Osier ; il s'agit d'une langue, qui s'effile vers l'Ouest.

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 Notre-Dame-de-l'Osier n'existent pas dans ce secteur.

*Fossiles* : G. DEMARCO cite notamment : *Anomia costata*, *Ostrea cf. digitalina*, *O.* (= *Exogyra*) *sacyi*, *Chlamys gentoni*, *C. aff. scabrella*, *C. multistriata*, *Lima*, *Terebratulina calathiscus*, *Patella sp.*, *Lacazella sp.* ; *Nassa michaudi*, *Fissurella italica*, *Trochus hornesi*, *T. colonjoni*, *T. thalloni*, *Ancillaria glaudiformis*, *Pleurotoma*, *Vermetus intortus*, *Arca turonica*, etc.

*Age* : Helvétien et Tortonien. Les conglomérats de Notre-Dame-de-l'Osier sont attribués, par G. DEMARCO, 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 : 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 nord-ouest 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. 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 pliocène 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* : Cette formation n'a pas fourni de fossiles.

*Age* : Pour des raisons de superposition stratigraphique, on lui attribue un âge « pontien » (ou Tortonien *s. l. sup.*).

### 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, au sommet de la première, on trouve encore une forte proportion de galets de radiolarites, de granites, de roches vertes et de laves. 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. 5.

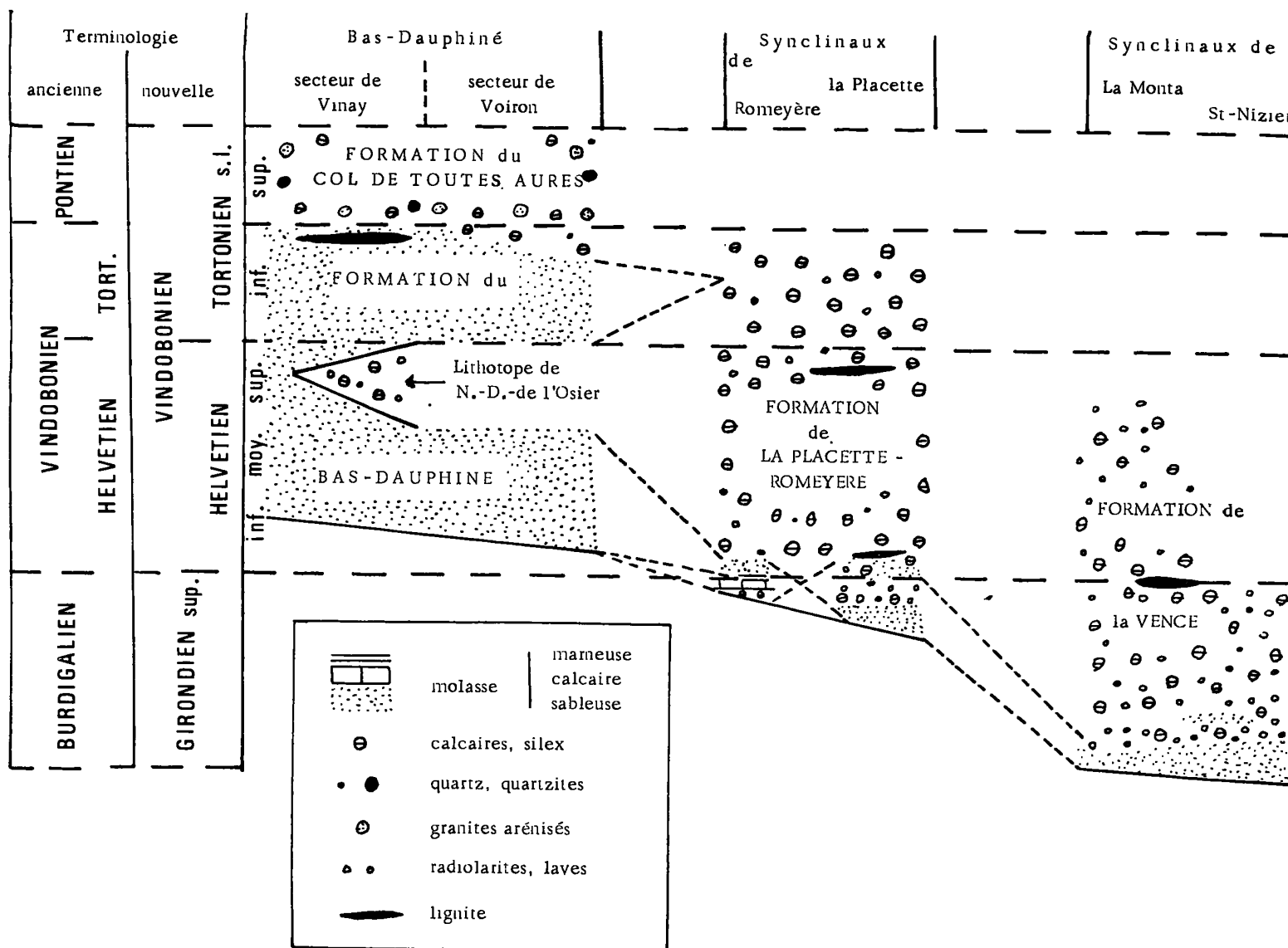


Fig. 5. — Corrélations stratigraphiques proposées.

En résumé, on peut distinguer chronostratigraphiquement, de bas en haut (fig. 5) :

— 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.

## PALÉOGÉOGRAPHIE

### A) *Le bassin de sédimentation.*

L'individualité des diverses formations, les différences entre les compositions pétrographiques et les épaisseurs nous amènent évidemment à concevoir le déplacement progressif d'Est en Ouest de l'axe de subsidence du bassin deltaïque miocène. Malheureusement les arguments manquent pour connaître le style du passage de cette « onde de subsidence » : saccadé ou lent, par jeu de failles verticales et de flexures, ou par dépression progressive du fond.

### B) *Le bassin fluvial.*

Par l'examen de la nature des galets des conglomérats, il est possible d'avoir une idée approximative des zones d'alimentation du fleuve miocène en question. On peut ainsi voir que les galets proviennent, les uns des massifs subalpins, les autres des massifs cristallins externes, les autres encore des zones internes. Nous mettrons à part le cas des laves, dont l'origine n'est pas connue.

#### 1. LES MASSIFS SUBALPINS ET LA COUVERTURE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.

Les roches calcaires et les silex à faciès subalpins dauphinois abondent, souvent en gros galets. Ils ne peuvent provenir de la Chartreuse et du Vercors, en partie situés sous le delta, et leur origine doit donc être recherchée plus en amont. On pense tout de suite à la couverture disparue du sillon subalpin et du massif de Belledonne *s. l.*, couverture dont on sait qu'elle comportait une partie au moins des termes supérieurs au Jurassique moyen (Malm et Néocomien du Grand-Renaud, près de Bourg-d'Oisans<sup>20</sup>). Par contre, nous n'avons aucune preuve de l'existence du Crétacé supérieur dans ces mêmes régions, mais l'abondance

des calcaires et des silex de cet âge dans nos conglomérats, avec des faciès qui rappellent autant ceux du Dévoluy que ceux de la Chartreuse et du Vercors, nous pousse à penser que la couverture de Crétacé supérieur débordait largement le Dévoluy actuel vers le Nord et recouvrait une partie au moins des massifs cristallins externes.

#### 2. MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.

On n'a aucun galet provenant sûrement du massif de Belledonne : ou bien ses roches cristallines et cristalloyphylloïdes 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. 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 spililitiques 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 écaïlles ultradauphinoises.

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

<sup>20</sup> 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).

minéraux tels que hornblende, staurotide, disthène, andalousite. Or ce n'est pas le cas (M. CHAUMONT, 1956 ; G. LATREILLE, *rens. oral*).

### 3. ZONES INTERNES.

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

Le Briançonnais a donné du Verrucano permien, des quartzites triasiques. Les variolites et autres ophiolites, les silex et radiolarites d'un Jurassique supérieur, ont une origine piémontaise.

On ne peut qu'être frappé par l'abondance relative des radiolarites et secondairement des ophiolites de type piémontais : si bien que l'on est tenté de penser à une extension plus grande de la nappe des Schistes lustrés. On sait en effet par la klippe du Mont Jovet que cette nappe s'est largement avancée vers l'Ouest en Savoie ; on ne peut donc exclure qu'il en ait été de même en Dauphiné : le volume de la molasse périalpine montre par ailleurs qu'une énorme épaisseur de sédiments a déjà été enlevée à l'édifice montagneux et qu'ainsi les unités les plus élevées de ce dernier ont pu complètement disparaître à l'affleurement.

Cette interprétation s'accorderait avec l'apparition des éléments briançonnais tels que les quartzites triasiques seulement à la fin du Miocène : ces éléments, en effet, sous-jacents aux nappes piémontaises, n'auraient été atteints qu'après une érosion poussée. Mais la présence possible de galets attribués au Verrucano permien briançonnais et que l'on trouve dès la base de l'Helvétien, montre que les choses ne sont pas aussi schématiques et que, localement, l'érosion aurait atteint assez vite le socle briançonnais.

### 4. 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 dellénitoïdes 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 Guil, 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 datant du Tertiaire inférieur, 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.

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 sédimentés d'abord des galets de 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.

## CONCLUSION

Les conglomérats miocènes de Voreppe correspondent aux alluvions grossières du delta d'un fleuve important.

Ce delta n'a pas enregistré d'événements tectoniques majeurs, car les variations de sa lithologie dans le temps sont faibles ; néanmoins il montre

le déplacement progressif vers l'Ouest du « front » subalpin.

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 repré-

sentent 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 ter-

tiaires d'affleurement presque complètement effacé.

La chronostratigraphie exacte des diverses formations reste en suspens.

Les études futures, basées sur les minéraux lourds et la microfaune, donneront peut-être certains résultats, de même que des corrélations avec les autres formations tertiaires détritiques alpines.

## ANNEXE

### *Localisation des affleurements cités*

- BERGUREUIL (Le), commune de Saint-Nicolas-de-Mache-  
rin. Feuille Voiron 7.  
 $x = 856\ 630$ ;  $y = 349\ 910$ ;  $z = 645$  m.
- COL DE TOUTES AURES, commune de Chasselay. Feuille  
Beaurepaire 3-4.  
 $x = 836\ 200$ ;  $y = 335\ 600$ ;  $z = 660$  m.
- GUILLENCIERE (La), commune de Saint-Joseph-de-  
Rivière. Feuille Grenoble 3-4.  
 $x = 862\ 050$ ;  $y = 344\ 070$ ;  $z = 590$  m.
- LANS, commune de Lans-en-Vercors. Feuille Vif 3.  
 $x = 857\ 230$ ;  $y = 321\ 250$ ;  $z = 1\ 109$  m.
- MORETIERE, commune de Proveyzieux. Feuille Gre-  
noble 8.  
 $x = 863\ 510$ ;  $y = 334\ 550$ ;  $z = 450$  m.
- PONT DE L'OULLE, commune de Proveyzieux. Feuille  
Grenoble 8.  
 $x = 863\ 870$ ;  $y = 332\ 840$ ;  $z = 274$  m.
- ROISE II (La), commune de Voreppe. Feuille Grenoble  
3-4.  
 $x = 860\ 350$ ;  $y = 339\ 480$ ;  $z = 450$  m.
- SAINT-EGREVE, commune de Proveyzieux. Feuille Gre-  
noble 8.  
 $x = 863\ 320$ ;  $y = 332\ 410$ ;  $z = 340$  m.
- SAINT-NIZIER, commune de Saint-Nizier-du-Moucherotte.  
Feuille Vif 3-4.  
 $x = 858\ 530$ ;  $y = 323\ 650$ ;  $z = 1\ 180$  m.
- SAINT-QUENTIN, commune de Saint-Quentin-sur-Isère.  
Feuille Grenoble 5-6.  
 $x = 851\ 240$  env.;  $y = 334\ 820$  env.;  $z = 260$  m.
- SERRES-NERPOL, commune de Nerpol et Serres. Feuille  
Beaurepaire 7-8.  
 $x = 839\ 000$ ;  $y = 332\ 800$ ;  $z = 405$  m.
- VENCE - DALLES, commune de Quaix. Feuille Grenoble 8.  
 $x = 864\ 140$ ;  $y = 333\ 070$ ;  $z = 260$  m.
- VENCE - PETEYSSET, commune de Quaix. Feuille Gre-  
noble 8.  
 $x = 864\ 430$ ;  $y = 333\ 450$ ;  $z = 300$  m.
- VOREPPE, commune de Voreppe. Feuille Grenoble 3-4.  
 $x = 859\ 200$ ;  $y = 339\ 590$ ;  $z = 445$  m.

## BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BOCQUET (J.) et MICHEL (R.) (1966). — Sur la présence de  
galets de laves rhyolitiques dans les conglomérats du  
delta miocène de Voreppe (Isère) (*Bull. Soc. Géol.  
Fr.*, en cours d'impression).
- CHAUMONT (M.) (1956). — Contribution des méthodes  
physico-chimiques à l'étude des formations sédimen-  
taires. Application au Néogène du Bas-Dauphiné  
(*Thèse*, Clermont).
- DEMARCO (G.) (1962). — Etude stratigraphique du Miocène  
rhodanien (*Thèse*, Paris, ronéot.).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1952). — Géologie dauphi-  
noise (2<sup>e</sup> éd.). Masson, Paris.
- 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.*, t. 15, p. 77-79).
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.) (1898). — Note sur divers  
types pétrographiques et sur le gisement de quel-  
ques roches éruptives des Alpes françaises (*Bull. Soc.  
Géol. Fr.*, t. 26, p. 357-364).
- LORY (Ch.) (1861). — Description géologique du Dauphiné  
(Isère, Drôme, Htes-Alpes) pour servir à l'explica-  
tion de la carte géologique de cette province. Savy,  
Paris.
- (1863). — Note sur les dépôts tertiaires et quater-  
naires du Bas-Dauphiné (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 20,  
p. 363-392).
- TERMIER (P.) et KILIAN (W.) (1918). — Sur la composition  
des conglomérats miocènes des chaînes subalpines  
françaises (*C. R. Ac. Sc.*, t. 167, p. 584-588).
- (1923). — Sur la composition des conglomérats mio-  
cènes des chaînes subalpines françaises (*Trav. Lab.  
Géol. Grenoble*, t. 13, p. 49).