

Le Néogène du Plateau de Chambaran (Bas-Dauphiné, France)

par Djalil MORTAZ-DJALILI * et Jacques PERRIAUX **

RÉSUMÉ. – Le Plateau de Chambaran (Bas-Dauphiné) est surtout constitué par des formations détritiques (sables, grès et conglomérats) d'âge helvétien à pliocène supérieur.

Leur étude sédimentologique a permis :

- de résoudre le problème de la différenciation des divers conglomérats (du Miocène, de l'Infrapliocène, du Pliocène supérieur et de Chambaran),
- de résoudre le problème de la différenciation des divers sables et grès du Miocène et du Pliocène supérieur,
- de proposer une reconstitution paléogéographique du Plateau de Chambaran et de retracer son histoire.

ABSTRACT. – The Chambaran Plateau (Lower-Dauphiné) is chiefly made of detrital formations (sands, sandstones, and conglomerates of ages ranging from Helvetian to Upper Pliocene).

Their sedimentological study has made it possible :

- to solve the problem of the differentiation of the various conglomerates (Miocene, Infrapliocene, Upper Pliocene, and Chambaran conglomerates),
- to solve the problem of the differentiation of the various Miocene and the Upper Pliocene sands and sandstones,
- to suggest a paleogeographic reconstitution of the Chambaran Plateau and to retrace its history.

A. Introduction.

Le Bas-Dauphiné constitue une formation de piedmont des Alpes du Dauphiné; c'est un bassin sédimentaire d'âge tertiaire qui s'étend au pied des chaînes subalpines du Vercors et de la Chartreuse jusqu'au Massif Central. Il est constitué essentiellement de sables marneux à la base, puis de sables molassiques (grès) et de conglomérats au sommet.

Ce piedmont est disséqué par l'érosion qui le découpe en plusieurs « plateaux » séparés les uns des autres par des vallées.

Le plateau de Chambaran en constitue la partie méridionale.

Ce plateau est formé de bas en haut :

- par des sables et grès molassiques dits « Sables gréseux du Vindobonien »
- par des conglomérats dits de Voreppe et de Toutes Aures,

* Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université de Tabriz, Iran.

** Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble.

Cet article résume la thèse de Doctorat de Spécialité de D. MORTAZ-DJALILI soutenue le 27 juin 1977 à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble. Les références à ce mémoire sont indiquées (M.D.p...).

- par des argiles puis des sables et des conglomérats pliocènes dits de Lens-Lestang, emboîtés dans la formation miocène après érosion et creusement, à l'Infrapliocène, de la surface miocène,

- par la formation de Chambaran (Villafranchien) qui recouvre le plateau d'un manteau continu.

Malgré de nombreux et excellents travaux précédents, quelques problèmes étaient restés en suspens que nous avons essayé de résoudre par une étude sédimentologique.

- Problème de la différenciation des conglomérats terminaux du Miocène (de Voreppe et de Toutes Aures), des conglomérats infrapliocènes et des conglomérats du Pliocène supérieur emboîtés les uns dans les autres et auxquels s'ajoutent les conglomérats de Chambaran. Le meilleur critère de discrimination de ces divers conglomérats s'est avéré être l'analyse pétrographique de leurs galets; c'est donc par cette étude que débute notre travail.

- Problème de la différenciation des sables et grès molassiques miocènes et des sables et grès molassiques pliocènes.

- Reconstitution de l'agent de dépôt final des sédiments miocènes et pliocènes et du type de bassin de sédimentation marin, deltaïque, lacustre, tour à tour décrits par les travaux précé-

dents, voire glaciés encore jamais évoqués. La meilleure réponse est fournie par l'analyse granulométrique.

- La nature des agents de transport : elle est révélée par l'étude morphométrique des galets.

- La recherche de compétence des courants transporteurs est intéressante : la réponse est fournie par l'étude du centile.

Nos prédécesseurs évoquent des courants d'apports de sens Est-Ouest : il nous a paru utile de le vérifier. De plus, l'étude de ces courants concourt à la reconstitution géométrique des dépôts.

Enfin le problème des conglomérats de Chambaran pose la question des altérations postérieures aux dépôts et celle des paléoclimats.

B. Étude pétrographique des conglomérats.

La pétrographie des galets de 87 affleurements de conglomérats a été réalisée (M.D. p. 10 à 24). Les faits suivants s'en dégagent :

1. L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES GALETS PERMET DE DISTINGUER LES DIVERS CONGLOMÉRATS ENTRE EUX, notamment si l'on regroupe les espèces pétrographiques en quelques grandes familles.

Nature des galets	Cristallin	Quartz	Quartzite	Calc.	Radiolarite	Phtanite
Pliocène supérieur	26	4	15	47	0,5	1,5
Infrapliocène	2	9	39	41	1	1
Miocène	7,5	4	8	73	1	1

Les conglomérats terminaux du Miocène présentent un faible pourcentage (de 5 à 11 %, moyenne 7,5 %) de galets de cristallin et un fort pourcentage de galets de calcaire (de 84 à 60 %, moyenne 73 %);

Les conglomérats de l'Infrapliocène présentent un très faible pourcentage (de 0 à 5 %, moyenne 2 %) de galets de cristallin, un faible pourcen-

tage de galets de calcaire (de 50 à 27 %, moyenne 41 %) et un fort pourcentage de galets de quartzite (39 %) et de quartz (9 %);

Les conglomérats du Pliocène supérieur présentent un très fort pourcentage (de 16 à 36 %, moyenne 26 %) de galets de cristallin et un faible pourcentage de galets de calcaire (de 56 à 40 %, moyenne 47 %).

	Calcaires		Cristallins		Quartz		Quartzites	
	Est	Ouest	Est	Ouest	Est	Ouest	Est	Ouest
Conglomérats pliocènes	55	42	16	36	4	4	9	17
Conglomérats miocènes	84	60	5	11	1 à 3	11	4	9
Valeur moyenne (en pourcent) de la pétrographie des conglomérats terminaux du Miocène et des conglomérats du Pliocène supérieur à l'Est et à l'W du Plateau de Chambaran.								

2. LA COMPOSITION PÉTROGRAPHIQUE DES CONGLOMÉRATS PRÉSENTE, AU SEIN DE CHACUNE DES DEUX FORMATIONS MIOCÈNE ET PLIOCÈNE, DES VARIATIONS GÉNÉRALES, GÉOGRAPHIQUES ET STRATIGRAPHIQUES, PARALLÈLES.

Une variation géographique d'Est en Ouest, en accord avec les directions Est-Ouest des courants, est marquée par une diminution générale des galets de calcaires et, corrélativement, par une augmentation des galets de cristallins, de quartz et de quartzite.

Cette variation s'explique fort bien si on sait qu'au cours d'un transport les galets de calcaires s'usent vite et disparaissent rapidement tandis que les galets de cristallin, de quartz et de quartzite résistent bien et, qu'en conséquence, leur pourcentage augmente régulièrement par rapport à celui des galets calcaires.

Une variation générale (augmentation du pourcentage des galets cristallins et de quartzite et diminution des galets de calcaire) s'observe aussi, mais de manière beaucoup plus ténue, de bas en haut de chacune des deux formations conglomératiques du Miocène et du Pliocène supérieurs.

3. L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES CONGLOMÉRATS PERMET DE DÉLIMITER LES SOURCES DU MATÉRIEL DÉTRITIQUE qui constitue le Plateau de Chambaran et les synclinaux molassiques de Chartreuse méridionale et du Vercors septentrional.

*Au Miocène **, les galets de calcaires et de silex de grandes dimensions sont dominants; ils

* Repris essentiellement de J. BOCQUET (1966) qui constitue un guide précieux en matière de pétrographie des conglomérats miocènes de cette région.

proviennent des massifs calcaires subalpins constituant la couverture crétacée et, pour une moindre part, jurassique supérieur des Massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. Quelques galets de calcaires nummulitiques et de grès proviennent du Champsaur et du « Flysch » ultradauphinois des Aiguilles d'Arves. Les petits galets de silex proviendraient du Jurassique sub-briançonnais et piémontais. Les radiolarites et les phtanites arriveraient de la zone piémontaise et de la zone ultradauphinoise des Écailles de Soleil-Boeuf. Les quartzites sont originaires du Trias et du Malm de la zone briançonnaise. Les galets de « Verrucano » confirment la provenance de la zone briançonnaise. Les quartz sont d'origine filonienne. Les granites proviendraient du Pelvoux et les roches cristalloglyciennes viendraient aussi, pour une part (gneiss, quartzites, migmatites) du Pelvoux et pour une autre part (roches à glaucophane, serpentinites) de la zone des Schistes lustrés. Enfin les roches volcaniques sont représentées par des rhyolites, des ignimbrites et des andésites d'âge vraisemblablement tertiaire, par des spilites triasiques et par des variolarites et des diabases rattachés aux ophiolites de la zone piémontaise.

La province distributrice s'étendait donc depuis la couverture dauphinoise jurassico-crétacée jusqu'aux zones alpines les plus internes et, parmi les massifs cristallins externes, seul le Pelvoux commençait à apparaître.

Au Pliocène supérieur, on retrouve les mêmes espèces pétrographiques que dans le Miocène mais, nous l'avons vu, avec des proportions différentes : la forte augmentation des granites et des roches métamorphiques en provenance des massifs cristallins externes reflète la surrection

générale de ceux-ci et leur érosion jusqu'en leur cœur.

4. L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES CONGLOMÉRATS PERMET ENFIN DE PRÉCISER L'IMPORTANCE, À L'INFRAPLIOCÈNE ET AU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR, DES REPRISES DES CONGLOMÉRATS MIOCÈNES. Cette reprise est manifeste pour les conglomérats infrapliocènes : elle est induite par la quasi-disparition des galets granulaires altérables de granite et de roches métamorphiques, par la diminution notable des calcaires et par l'élévation corrélative du pourcentage des éléments peu altérables (quartz et quartzite).

Mais une telle reprise est exclue pour les conglomérats du Pliocène supérieur qui présentent une beaucoup plus forte proportion de galets cristallins que les conglomérats du Miocène.

C. Granulométrie des sédiments détritiques.

1. GRANULOMÉTRIE DES « SABLES GRÉSEUX DU « VINDOBONIEN » ».

L'analyse granulométrique confirme les données de la microfaune découverte dans ces sables et décrite par G. DEMARCQ et par G. LATREILLE.

Les Sables de Saint-Donat, à microfaune marine du Langhien, *les Sables de Montchenu* à microfaune marine du Serravallien et *les Sables de Tersanne*, à microfaune marine du Tortonien inférieur présentent une faible hétérométrie (moyenne 0,22) un faible Qd ϕ (moyenne 0,25) et un faible Sorting (1,18). Avec G. LATREILLE on peut conclure à des *sables marins, de milieu littoral*.

Les Sables supérieurs à Helix delphinensis présentent un moins bon classement et une plurimodalité fréquente, caractéristique d'un moins bon triage : ici *l'environnement est nettement continental*. Il est intéressant de noter que les caractéristiques granulométriques de ces sables sont identiques à celles des lentilles sableuses des conglomérats continentaux sus-jacents.

2. GRANULOMÉTRIE DES CONGLOMÉRATS TERMINAUX DU MIOCÈNE DITS DE VOREPPE ET DE TOUTES-AURES.

Ces conglomérats sont moyens à grossiers : les médianes oscillent entre 10 et 48 mm autour d'une médiane générale de 24 mm.

La grossièreté de ces conglomérats augmente régulièrement quand on passe de la base au sommet de la formation ; ceci explique le fait que la partie sommitale du plateau est partout recouverte par des galets de grandes dimensions.

Un affinement général et régulier de la grossièreté de ces conglomérats s'observe quand on chemine suivant la direction générale des apports : à l'Est les conglomérats sont plus grossiers qu'à l'Ouest et qu'au Sud-Ouest où, disparaissant, ils passent progressivement à des sables molassiques.

La moyenne générale et le mode principal des hétérométries de A. CAILLEUX est situé à 1,0. Les Qd ϕ de KRUMBEIN présentent une moyenne de 0,73 et une médiane de 0,71. L'histogramme des hétérométries coïncide parfaitement avec celui de CAILLEUX et TRICART représentatif des *dépôts fluviaux* (M.D. p. 37 et fig. 9, B-C).

L'Asymétrie (Skewness) est toujours négative et oscille entre 0,57 et 0,80 autour d'une moyenne de 0,73 et d'une médiane de 0,78 ; il y a donc un déficit des parties fines provoqué par une certaine turbulence du courant qui entraîne la lévigation des parties fines et la concentration des parties grossières. On en déduit un *dépôt rapide dans un milieu turbulent*.

La Modalité des courbes montre chez la quasi-totalité des conglomérats un mode principal bien marqué accompagné de un ou plusieurs modes secondaires relativement réduits. Les modes principaux varient entre 25 mm et 100 mm autour d'une médiane et d'une moyenne de 50 mm. On est donc en présence d'une formation assez homogène dans l'ensemble et présentant des hétérogénéités mineures : *les provinces distributrices sont donc suffisamment éloignées des lieux de dépôts* pour qu'une homogénéisation, encore imparfaite, ait pu commencer à se réaliser.

Les lentilles sableuses et les bancs lenticulaires intercalés dans ces conglomérats sont caractérisés par une faible hétérométrie (0,35) un faible $Qd\phi$ (0,36) et une asymétrie légèrement négative. On peut donc penser à un *dépôt effectué dans une zone relativement calme, par un courant fluvial peu violent* mais dont la légère turbulence provoque la lévigation des parties plus fines.

En conclusion, si on rapproche ces éléments de ceux fournis par l'analyse séquentielle, on est tout naturellement conduit à évoquer une sédimentation de glacis sous forme d'épandages en nappes (sheet flood) abandonnés par des cours d'eau divagants (braided rivers) alimentés par des chasses d'eau plus ou moins brutales (wash out).

3. GRANULOMÉTRIE DES CONGLOMÉRATS DE L'INFRAPLIOCÈNE.

Les chenaux infrapliocènes, affluents de la ria rhodanienne et creusés dans la molasse miocène de la partie occidentale du plateau, ont été comblés par leurs propres alluvions conglomératiques. La forte hétérométrie (0,75 à 1,45) et le $Qd\phi$ particulièrement élevé (3,1 à 3,27) caractérisent des *dépôts torrentiels*. L'asymétrie très fortement négative (0,07 à 0,22) indique un *courant très turbulent* qui remanie en permanence les sédiments déposés et remet en suspension les particules fines et moyennes.

4. GRANULOMÉTRIE DES SABLES DE LENS-LESTANG DU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR.

Ce sont des sables moyens (Médiane moyenne : 0,26 mm).

Leur hétérométrie varie de 0,25 à 0,7 autour d'une moyenne de 0,4 et leur $Qd\phi$ de 0,35 à 0,45 autour d'une moyenne de 0,4. Ces deux paramètres indiquent un dépôt de type fluvial lent, ou de type deltaïque. Comme on sait, par ailleurs, que ces sables succèdent à des argiles lacustres, on peut admettre un dépôt fluvial, par des cours d'eau relativement lents à compétence peu marquée, s'écoulant sur des pentes faibles.

L'asymétrie varie de 0,84 à 0,89 autour d'une moyenne et d'une médiane situées à 0,87. Elle

est donc négative et correspond à une légère turbulence qu'explique un remaniement après dépôt par les chasses d'eau successives.

5. GRANULOMÉTRIE DES CONGLOMÉRATS DE LENS-LESTANG DU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR.

Dans ces conglomérats grossiers, les médianes oscillent entre 5,5 et 62 mm autour d'une médiane générale de 28 mm. La grossièreté est donc comparable à celle des conglomérats du Miocène supérieur et, comme pour ceux-ci, on observe une augmentation de cette grossièreté au fur et à mesure qu'on se rapproche du sommet du plateau.

La moyenne générale (0,84) et le mode principal (0,80) des *hétérométries*, la moyenne générale (1,45) et le mode général (1,10) des $Qd\phi$ caractérisent un *dépôt fluvial*. L'histogramme des hétérométries (M.D. p. 49 et fig. 9 B, D) coïncide très bien avec celui figuré par A. CAILLEUX et J. TRICART (1959) pour représenter les dépôts fluviaux.

L'*asymétrie*, fortement négative, oscille entre 0,03 et 0,84 autour d'une moyenne de 0,52 et d'une médiane de 0,64 : le milieu de dépôt est fortement turbulent et *l'appareil de transport est rapide et s'écoule sur une pente forte*; on est donc, plus encore que pour les conglomérats miocènes, conduit à évoquer *un glacis sur lequel s'effectuent des épandages en nappes alimentées par des chasses d'eau brutales*.

Modalité : La plupart des courbes représentant les conglomérats pliocènes présentent deux modes extrêmement nets : l'un, le principal, situé entre 8 et 100 mm autour d'une moyenne de 40 mm, correspond aux éléments des roches calcaires; l'autre, plus modeste et situé entre 0,2 et 0,3 mm, correspond aux grains provenant de la désagrégation des granites et des gneiss.

Entre ces deux modes existe généralement un fort déficit marqué par un palier important.

Cette bimodalité particulière et ce déficit caractérisent les alluvions fluviales drainant à la fois des massifs calcaires et des massifs granitiques ou gneissiques. Lorsqu'elles arrivent en mer, de telles alluvions se classent très vite pour donner des courbes unimodales, ce qui n'est pas le cas ici : on peut donc affirmer qu'ici les

conglomérats du Pliocène supérieur sont typiquement fluviatiles.

Des lentilles sableuses sont fréquentes dans cette formation conglomératique et leur extension latérale est souvent très grande, au point qu'elles peuvent apparaître, dans les carrières sous forme de bancs : *leur hétérométrie* varie de 0,3 à 1,4 autour d'une moyenne générale de 0,74 et *leur Qd ϕ* de 0,3 à 1,4 autour d'une moyenne générale de 0,63. Ces deux paramètres caractérisent un dépôt de type fluvatile lent. *L'asymétrie* varie de 0,44 à 1,06 autour d'une moyenne générale de 0,86, très proche de l'unité ce qui indique une absence presque totale de remaniement du sédiment après son dépôt qui s'effectue dans un milieu calme. *La modalité* est variable, uni-, bi- ou même trimodale. On peut donc penser que *ces lentilles sableuses sont des sédiments fluviatiles abandonnés dans des zones tranquilles et de faible énergie, en dehors des courants principaux où se déposent les conglomérats de Lens-Lestang qui, eux, sont abandonnés au centre d'appareils fluviatiles de type rapide, à turbulence notable, alimentés par des chasses d'eau brutales et s'écoulant sur un glaciais où s'étaient des épandages en nappes.*

D. Étude morphométrique des galets des conglomérats

Les indices d'éroussé, d'aplatissement et de dissymétrie (A. CAILLEUX) ont été calculés pour 88 lots de 100 galets répartis dans les Conglomérats de Voreppe et de Toutes Aures du Miocène supérieur, dans les Conglomérats de l'Infrapliocène et dans les Conglomérats de Lens-Lestang. Les résultats ayant été présentés sous forme de tableaux et de courbes (M.D. p. 60 à 82) nous ne donnons ici qu'une synthèse des résultats.

1. MORPHOMÉTRIE DES GALETS DES CONGLOMÉRATS TERMINAUX DU MIOCÈNE SUPÉRIEUR DITS DE VOREPPE ET DE TOUTES-AURES.

Indice d'éroussé.

Les affleurements des Conglomérats de Voreppe, situés à la base de cette formation com-

préhensive ont un fort éroussé, typiquement marin; au fur et à mesure qu'on chemine vers le sommet, l'indice d'éroussé décroît et se rapproche d'un façonnement fluvatile.

Dans les Conglomérats de Toutes-Aures, du Tortonien supérieur, cette dualité disparaît et on peut traiter toute la formation dans un même ensemble.

Pour les galets de calcaire, les valeurs des médianes de cet indice augmentent d'Est en Ouest et varient entre les extrêmes 256 et 487 autour d'une valeur moyenne générale de 397 et le pourcentage des galets très usés ($I \geq 500$) augmente d'Est en Ouest de 2 à 45 %.

Pour les galets de quartz, les médianes oscillent entre les deux valeurs extrêmes 320 et 490 autour d'une valeur moyenne générale de 377; le pourcentage des galets très usés ($I \geq 500$) oscille entre 8 et 45 % et celui des galets peu usés est pratiquement nul.

Ceci indique une usure accentuée et un transport assez long par un courant fluvatile ou marin ou un brassage sur une côte; le simple examen des médianes de cet indice ne permet donc pas de trancher de manière précise entre un façonnement fluvatile long et un façonnement marin.

On perçoit également une augmentation générale de l'éroussé d'Est en Ouest qui coïncide avec la direction générale des paléocourants.

L'examen des modes des courbes d'ordonnées simples montre des mélanges de lots unimodaux mais peu éroussés et de lots fortement éroussés mais plurimodaux; la confrontation de la médiane des indices d'éroussé et de l'unimodalité ou de la plurimodalité des lots exclut un façonnement marin et induit un façonnement fluvatile.

Indice d'aplatissement.

Pour les galets de calcaire, on constate des variations géographiques importantes de cet indice; en effet d'Est en Ouest on voit augmenter la valeur moyenne des médianes de 179 à 225, diminuer la proportion des faibles aplatissements de 18 à 11, augmenter la proportion des forts aplatissements de 14 à 41. On assiste ainsi à une

évolution d'Est en Ouest dans le sens d'un plus grand aplatissement, donc d'une plus forte usure des galets et là encore, on peut en déduire un courant général Est-Ouest.

Les médianes de l'indice d'aplatissement varient entre 179 et 225 avec une moyenne générale de 200; ce qui indique un transport et un façonnement par un appareil fluvial.

Le pourcentage des galets fortement aplatis ($A \geq 250$) est fort (entre 14 et 41, moyenne 23 %); en revanche, le pourcentage des galets peu aplatis ($A \leq 150$) varie de 11 à 18 % avec une valeur moyenne de 13 %.

Pour les galets de quartz les médianes oscillent entre 155 et 179 avec une moyenne générale de 169; le pourcentage des galets aplatis est fort (21 à 43 %, moyenne 34 %) et celui des galets peu aplatis est très faible (1 à 6 %, moyenne 2 %).

L'ensemble de ces chiffres indique un appareil fluvial long et un transport par un cours d'eau « matelassé ».

Les courbes d'ordonnées simples sont étalées et généralement caractérisées par un mode principal situé autour de 200 pour les calcaires et de 175 pour les quartz. Ces deux caractères sont ceux d'un façonnement fluvial.

Indice de dissymétrie.

Pour les galets de calcaire, les médianes sont fortes (entre 615 et 660, moyenne 635).

Pour les galets de quartz, les médianes varient entre 579 et 665 autour d'une moyenne de 615.

Les chiffres ci-dessus indiquent un appareil fluvial rapide caractérisé par des chasses d'eau brutales et où les chocs entre galets sont nombreux.

Par leur étalement et leur plurimodalité assez fréquente, les courbes d'ordonnées simples confirment ce diagnostic.

La représentation conjuguée des deux indices d'émoussé et d'aplatissement sur un même graphique (M.D. p. 77, fig. 22) montre nettement une migration du domaine fluvial vers le domaine marin quand on chemine de l'Est (région de Voreppe-Montaud) vers l'Ouest (région de

Dionay-Saint-Appolinard), et il est plausible qu'au Tortonien, un rivage a pu se situer aux environs de Brion, Vatilieu, N.-D.-de-l'Osier. Cette hypothèse, assez fragile, est encore à vérifier par d'autres techniques.

2. CONGLOMÉRAT PLIOCÈNE DIT DE LENS-LES-TANG.

Indice d'émoussé.

Pour les galets de calcaire, les médianes oscillent entre 315 et 450, autour d'une moyenne de 392 et le pourcentage des galets très usés ($I \geq 500$) passe de 10 à 41 % et celui des galets peu usés (≤ 100) est pratiquement nul.

Pour les galets de quartz, les médianes oscillent entre 245 et 370 autour d'une valeur moyenne de 312, le pourcentage des galets très usés passe de 3 à 14 %, et celui des galets peu usés est pratiquement nul.

L'ensemble de ces résultats permet d'évoquer une usure et un transport de type fluvial long ou deltaïque sans qu'il soit possible de mieux préciser. Mais la plurimodalité et l'aspect très étalé des courbes d'ordonnées simples lève l'ambiguïté en indiquant un *façonnement fluvial*.

Indice d'aplatissement.

Pour les galets de calcaire, les médianes varient entre 178 et 250 autour d'une valeur moyenne de 220; le pourcentage des galets fortement aplatis ($A \geq 250$) est fort (18 à 52 %, moyenne 33 %) mais le pourcentage des galets peu aplatis ($A \leq 150$) est faible (11 à 5 %, moyenne 9 %).

Pour les galets de quartz, les médianes oscillent entre 148 et 185 autour d'une valeur moyenne de 161; le pourcentage des galets fortement aplatis est faible (0 à 12 %, moyenne 2 %) et celui des galets peu aplatis est fort (15 à 51 %, moyenne 33 %).

Toutes ces valeurs indiquent un transport fluvial de type « matelassé ».

Les courbes d'ordonnées simples sont très étalées et caractérisées par un mode principal situé autour de 210 pour les calcaires et de 175 pour

les quartz; ceci caractérise un *façonnement fluviatile*.

Indice de dissymétrie.

Pour les galets de calcaire les médianes oscillent entre 580 et 686 autour d'une valeur moyenne de 630 et pour les galets de quartz, les médianes varient entre 584 et 680 autour d'une valeur moyenne de 630.

Ces chiffres sont assez forts et indiquent un façonnement par des courants violents susceptibles de fragmenter les éléments; le mode de transport est sans doute de type *fluviatile rapide, voire torrentiel*.

Les courbes d'ordonnées simples sont très généralement étalées et confirment le façonnement par un *courant liquide, rapide et brutal*.

La représentation conjuguée des deux indices d'éroussé et d'aplatissement (M.D. fig. 27) montre des points disséminés dans le domaine fluviatile et dans le domaine marin. Là encore, nous sommes en limite, dans un domaine de type fluviatile long et d'une façon générale, le façonnement des galets est d'autant plus poussé que nous cheminons du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

3. COMPARAISON ENTRE LES FAÇONNEMENTS DES GALETS DES CONGLOMÉRATS TERMINAUX DU MIOCÈNE ET DES CONGLOMÉRATS DU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR.

Pour chaque indice et pour chacune des deux grandes formations, les résultats précédents sont résumés par une médiane générale dans le tableau ci-dessous :

	Calcaire		Quartz	
	Miocène	Pliocène supérieur	Miocène	Pliocène supérieur
I	397	392	377	312
A	200	210	169	161
D	635	630	615	630

Pour les galets de calcaires, on note de faibles différences entre les deux formations; ces différences ne semblent d'ailleurs pas cohérentes en-

tre elles, puisqu'au Pliocène supérieur les galets sont moins éroussés (moins évolués) légèrement plus aplatis (plus évolués) et moins dissymétriques (plus évolués) qu'au Miocène.

Pour les galets de quartz, on note des différences cohérentes : au Pliocène supérieur, les galets sont nettement moins éroussés (nettement moins évolués), moins aplatis (moins évolués), plus dissymétriques (moins évolués) qu'au Miocène.

Dans l'ensemble, les conglomérats du Pliocène supérieur seraient moins évolués et plus fluviatiles que les conglomérats miocènes qui présentent un façonnement plus élaboré.

4. CONGLOMÉRATS INFRAPLIOCÈNES.

Localisés dans la partie occidentale du Plateau de Chambaran, ils sont considérés par R. BALLE-SIO (1972) comme provenant du remaniement, à l'Infrapliocène, des conglomérats terminaux du Miocène par des torrents affluents de la ria rhodanienne.

L'étude morphométrique confirme cette hypothèse (cf. tableau ci-dessous).

	Calcaire		Quartz	
	Miocène	Infrapliocène	Miocène	Infrapliocène
I	397	358	377	230
A	200	248	169	145
D	635	673	615	637

Pour les conglomérats infrapliocènes, l'éroussé est faible et la dissymétrie est forte : ce sont là des indices de façonnement par un torrent : les galets bien éroussés du Miocène ont pu être repris par les cours d'eau infrapliocènes et cassés par eux.

En revanche, l'aplatissement des galets calcaires, déjà élevé dans le Miocène, est encore plus fort dans l'Infrapliocène, tandis que l'aplatissement des galets de quartz, déjà faible dans le Miocène, est encore plus faible dans l'Infrapliocène. Cela voudrait dire que les galets de calcaire du Miocène, déjà fortement aplatis, auraient été entraînés par les torrents infrapliocènes qui auraient fait croître leur aplatissement, tandis que

les galets de quartz, plus globuleux et transportés par roulement par les torrents infrapliocènes, auraient vu croître leur sphéricité.

Les quartz traduisent, mieux encore que les calcaires, la reprise et le remaniement des conglomérats terminaux du Miocène par les torrents infrapliocènes.

5. CONCLUSION À L'ÉTUDE MORPHOMÉTRIQUE DES GALETS DES CONGLOMÉRATS.

Pour l'ensemble des formations conglomératiques du Plateau de Chambaran, aussi bien pour le Miocène que pour le Pliocène supérieur, l'étude morphométrique de galets permet d'évoquer un façonnement et un *transport par des appareils fluviatiles longs, matelassés mais rapides, alimentés par des chasses d'eau brutales.*

Ces cours d'eau cheminaient suivant une *direction Est-Ouest.*

Les conglomérats du Miocène présentent un façonnement plus élaboré que les conglomérats du Pliocène supérieur.

Le rivage miocène s'allongeait sans doute du Sud au Nord dans la région de Notre-Dame de l'Osier, Vatilieu, Saint-Etienne-de-Saint-Geoirs.

Très localisés dans la partie occidentale de notre région, *les conglomérats infrapliocènes,* représentent des dépôts effectués par les torrents qui se jetaient dans la ria rhodanienne et remontaient leur tête par érosion régressive en direction de l'Est, à l'assaut du Plateau de Chambaran.

Au Pliocène supérieur, les cours d'eau qui descendaient des Alpes étalaient leurs alluvions continentales très loin en avant du Plateau de Chambaran.

E. Étude du Centile.

Par la mesure du « Plus gros galet moyen » d'un affleurement, cette méthode (A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959, J. PERRIAUX, 1961) permet d'abord d'évaluer la compétence des cours d'eau transporteurs, ensuite de mesurer la grossièreté

des éléments d'une même formation en divers points et de comparer géographiquement les variations de cette grossièreté. De l'étude de 116 affleurements (M.D. p. 85 à 98) les conclusions suivantes peuvent être présentées :

1. LES VALEURS DU CENTILE (dimension moyenne et poids du plus gros galet moyen) DIMINUENT SUIVANT LES DIRECTIONS DE COURANTS, c'est-à-dire suivant une direction générale Est-Ouest aussi bien pour les conglomérats miocènes que pliocènes.

Pour les Conglomérats terminaux du Miocène supérieur de Voreppe et de Toutes-Aures, le tableau ci-dessous présente les moyennes régionales d'Est en Ouest :

	Dimension moyenne (en mm)	Poids (en g)
Région de Voreppe-Montaud	162	5 300
Région de Rives-Tullins	126	3 050
Région de St-Paul d'Izeaux-Vatilieu - N.D. de l'Osier	194	8 485
Région de Plan - Quincieu - Serre-Nerpol	133	3 275
Région Col de Toutes-Aures - Varacieux	131	2 750
Région de Marnans - St-Pierre-de-Bressieux	143	3 400
Région de Dionay - St-Appolinard	88	1 200
Région de St-Cristophe-et-le-Laris	91	1 000

Pour le Pliocène supérieur on peut suivre, dans chaque chenal, la diminution de la dimension moyenne, concomitante de la diminution de la compétence des cours d'eau. Par exemple, pour le vaste chenal qui entaille le nord du Plateau de Chambaran, nous avons d'Est en Ouest :

	Dimensions moyennes	Poids
Région de Marmans	154	5 325
Région de Lentiol, le Grand-Serre	127	2 800
Région de Lens-Lestang	127	2 400
Région de Moras	101	1 390

2. LES VALEURS DU CENTILE AUGMENTENT RÉGULIÈREMENT AU FUR ET À MESURE QUE, SUR UNE VERTICALE, ON S'ÉLÈVE EN ALTITUDE, aussi bien dans les conglomérats miocènes que pliocènes. Ceci explique le fait que la surface du plateau soit partout tapissée de gros galets. Cette abondance de gros galets a fait croire à un dépôt particulier, postérieur au Pliocène supérieur et par conséquent attribué au Villafranchien et appelé « Formation conglomératique de Chambaran ». En réalité, la surface du plateau a été altérée postérieurement au Pliocène : la plupart des galets de calcaire et de cristallin ont disparu ; seuls résistèrent et ont été concentrés sur place les galets de quartzite qui sont de grandes dimensions puisqu'ils se trouvent au sommet des séries miocènes ou pliocènes. *Ainsi, le « Conglomérat de Chambaran » n'existe pas en tant que formation mais serait un faciès d'altération du sommet du Plateau de Chambaran.*

F. Étude des directions de courants

Elle fut menée dans les conglomérats par la mesure de l'orientation et de l'inclinaison des galets (A. CAILLEUX et J. TRICART) et dans les sables et grès par la mesure des pentes des litages inclinés et entrecroisés.

Les mesures effectuées sur quatre-vingts affleurements ont permis de déterminer le sens des courants d'apport et de préciser les types de dépôts (M.D. p. 99-110).

1. DÉTERMINATION DU SENS DES COURANTS D'APPORT

Détermination du sens des courants dans les conglomérats terminaux du Miocène (Conglomérats de Voreppe et de Toutes-Aures).

Il apparaît nettement deux directions principales : l'une Nord-Est - Sud-Ouest, l'autre Sud-Est - Nord-Ouest.

Les apports en provenance du Sud-Est prédominent à l'Est et au Sud et dans la partie sommi-

tale du plateau ; les apports en provenance du Nord-Est prédominent au Nord.

Détermination du sens des courants dans les Sables gréseux du Vindobonien.

L'étude granulométrique a permis de distinguer des formations fluviatiles et des formations marines. Or, en même temps qu'un changement dans le type de dépôt final, on constate un changement dans les directions d'apport : à la direction Sud-Est - Nord-Ouest classique, observée à l'Est dans les Sables continentaux à Hélix delphinensis, s'ajoute à l'Ouest une direction Sud-Nord, voire Sud-Sud-Ouest - Nord-Nord-Est, notamment dans les Sables marins de Saint-Donat, de Montchenu et de Tersanne et que nous interprétons comme étant en relation directe avec les courants marins de la plateforme épicontinentale.

Cet environnement marin est confirmé par le litage entrecroisé à structure lenticulaire indiquant un dépôt de microcuvettes, perpétuellement remanié par des courants changeants, sur une plateforme marine épicontinentale.

Détermination du sens des courants dans les conglomérats de l'Infrapliocène.

Les quelques mesures effectuées indiquent des transports Est-Ouest ou Nord-Est - Sud-Ouest. Liées à l'aspect « en vrac » des galets, ces mesures confirment le dépôt par des cours d'eau rapides, affluents directs du « pré Rhône » situé à l'Ouest.

Détermination du sens des courants dans les conglomérats du Pliocène supérieur (Conglomérats de Lens-Lestang).

Ici, les directions de courants s'organisent suivant un certain nombre « d'appareils » cheminant du Nord-Est vers le Sud-Ouest et dans chaque appareil, sorte de vaste cours d'eau comblant les chenaux d'érosion infrapliocènes, les éléments déposés accusent une diminution régulière de leurs dimensions et un façonnement plus élaboré au fur et à mesure qu'on se déplace de l'Est vers l'Ouest, c'est-à-dire quand on chemine suivant le sens du courant.

2. GÉOMÉTRIE DES DÉPÔTS.

Dans le Miocène, les galets présentent une inclinaison variant de 15 à 60°, autour d'une médiane de 25°. Les fortes inclinaisons correspondent à des localités situées à l'Est (Tullins) tandis que les faibles inclinaisons sont situées plus à l'Ouest. Ces inclinaisons correspondent à des dépôts de type fluviatile dont la turbulence diminue de l'Est à l'Ouest.

Dans le Pliocène, les galets présentent une inclinaison correspondant, comme pour le Miocène, à des dépôts de type fluviatile et on peut suivre d'Est en Ouest la diminution de la compétence des cours d'eau.

G. Étude des minéraux lourds *

1. POUR LES SABLES ET CONGLOMÉRATS DU MIOCÈNE SUPÉRIEUR, nous confirmons les travaux de G. LATREILLE (1969) : le cortège des minéraux lourds est fourni par l'ensemble épidote-grenat-amphibole (glaucofane, actinote, hornblende) et provient de l'érosion de la zone piémontaise des Schistes lustrés. Ce cortège alpin est accompagné par un faible pourcentage de minéraux de métamorphisme et de minéraux résistants présents dans les terrains créacés et nummulitiques des chaînes subalpines et provenant en première origine du Massif Central (A. VATAN, 1949); ce sont : tourmaline, zircon, anatase, andalousite, staurotide, disthène.

Quant aux minéraux légers, ils ont une origine beaucoup plus diversifiée et peuvent provenir de toutes les zones alpines et subalpines, confirmant ainsi la multiplicité de provenance des galets.

2. POUR LE PLIOCÈNE SUPÉRIEUR : les Sables de Lens-Lestang présentent les mêmes cortèges minéralogiques que les sédiments précédents, du Miocène et sont donc directement alimentés par

* Cette méthode a été effectuée avec la collaboration efficace de M. Jean GIRAULT que nous remercions bien vivement.

la même source alpine (G. LATREILLE, 1969). Pour les Conglomérats de Lens-Lestang, on voit se manifester :

– une raréfaction de l'ensemble du cortège minéralogique alpin (épidote-grenat, amphiboles) ce qui indique que la zone des Schistes lustrés cesse progressivement d'alimenter le Bas-Dauphiné au Pliocène supérieur;

– une augmentation de la proportion des chlorites de grandes dimensions (lamelles de 100 à 300 μ), claires et peu ferrifères. Ces chlorites ne peuvent provenir de l'héritage des chlorites, toujours de très petites dimensions, des Schistes cristallins épimétamorphiques des Massifs cristallins externes et des zones profondes de la couverture de ces mêmes massifs. Nous pensons plutôt à des chlorites provenant de la transformation par altération des micas des Massifs cristallins externes. Ces micas ont sans doute été altérés au niveau des Massifs cristallins externes et non pas au niveau du lieu de sédimentation car les chlorites sont sans contours nets et ont été visiblement transportées.

H. Reconstitution des paléoclimats.

Cette reconstitution a été réalisée par l'analyse des faunes et des flores citées par les auteurs, la couleur des sédiments et la minéralogie des argiles : elle est exposée en détail dans D. MORTAZ-DJALILI (1977, p. 116-120). Nous n'en repreneons ici que la conclusion de synthèse.

Le Miocène moyen et supérieur (Langhien, Serravallien, Tortonien) est caractérisé par un climat tempéré : illite abondante, kaolinite rare ou absente, interstratifiés (chlorite-montmorillonite, chlorite-vermiculite, illite-montmorillonite) bien représentés; couleur générale grise; faune de mer tempérée chaude; flore tempérée.

À la limite du Miocène et du Pliocène et pendant l'Infrapliocène, le climat était plus chaud et plus humide puisqu'il était capable d'aréniser les galets de cristallin qui ne se retrouvent pas dans les conglomérats torrentiels infrapliocènes remaniés du Miocène.

Au Pliocène inférieur le climat était humide et chaud, à végétation forestière dense (R. BALLELIO).

Au Pliocène supérieur le climat est toujours chaud mais devient plus sec : faune de climat chaud et sec (R. BALLELIO), coloration plus jaune due à la limonite, illite abondante mais kaolinite plus fréquente qu'au Miocène.

Après le dépôt des conglomérats du Pliocène supérieur, la « glaise de Chambaran » de couleur générale ocre-rouge et riche en kaolinite indique qu'un climat rubéfiant et hydrolysant a régné, soit au cours du dépôt de cette glaise, soit après le dépôt de cette glaise, soit après le dépôt d'une formation détritique dont l'altération superficielle a laissé cette glaise comme témoin résiduel.

I. Conclusion générale et paléogéographie du plateau de Chambaran.

Le Plateau du Chambaran est constitué par la superposition et l'emboîtement de plusieurs formations grésos-sableuses et conglomératiques d'âge miocène et d'âge pliocène.

Pour retracer l'histoire paléogéographique de chacune de ces formations, il a d'abord fallu établir entre elles des critères de différenciation.

1. LES CRITÈRES DE DIFFÉRENCIATION DES « SABLES GRÉSEUX » DU VINDOBONEN ET DES « SABLES DE LENS-LESTANG » DU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR.

Les « Sables Gréseux du Vindobonien » sont plus grossiers à la base (Saint-Donat, Montchenu, Tersanne) et plus fins au sommet (Sables à Helix delphinensis); ils renferment parfois des débris de coquilles (Saint-Donat, Montchenu, Tersanne), mais sont la plupart du temps azoïques; ils renferment une microfaune bien constante (Saint-Donat, Montchenu, Tersanne); cette microfaune fait défaut dans les sables continentaux à Helix delphinensis; leur couleur est parfois grise, souvent jaunâtre à l'affleurement, toujours grise à gris-bleuté en sondage; ils

sont souvent mais inégalement consolidés en un grès tendre; leur teneur en chlorite est nulle à très faible; ils ne renferment jamais de kaolinite.

Les Sables de Lens-Lestang du Pliocène supérieur sont plus fins que les Sables marins de Saint-Donat, Montchenu, Tersanne, mais ne se distinguent granulométriquement pas des Sables continentaux supérieur à Helix delphinensis du Tortonien supérieur; ils sont toujours azoïques; leur couleur est généralement grise à gris-jaunâtre; ils ne sont généralement pas consolidés et restent meubles; leur teneur en chlorite est plus élevée que dans les sables miocènes; ils renferment souvent de la kaolinite, faiblement abondante.

On voit que la distinction entre les « Sables gréseux du Vindobonien » et les Sables de Lens-Lestang du Pliocène supérieur est délicate et difficile, et met obligatoirement en jeu plusieurs critères dont aucun n'a de valeur générale et absolue.

2. LES CRITÈRES DE DIFFÉRENCIATION DES CONGLOMÉRATS DU MIOCÈNE (TORTONIEN), DE L'INFRAPLIOCÈNE ET DU PLIOCÈNE SUPÉRIEUR.

Le critère le plus sûr est l'analyse pétrographique des galets.

Les conglomérats terminaux du Miocène (Conglomérats de Voreppe et de Toutes-Aures) sont caractérisés par une faible proportion de galets cristallins (moyenne générale 7,5 %) et de galets de quartzite (8 %) et inversement une forte proportion de galets calcaires (73 %). Ces galets calcaires sont souvent cupulés (cupules de dissolution intraformationnelle diagénétique).

Les conglomérats de l'Infrapliocène sont caractérisés par un très faible pourcentage (2 % en moyenne) de galets cristallins, une faible proportion de galets calcaires (41 %) et un fort pourcentage de galets de quartzite (39 %) et de quartz (9 %).

Les conglomérats du Pliocène supérieur présentent un fort pourcentage de galets cristallins (26 % en moyenne), et un faible pourcentage de galets de calcaires (47 %) moins fréquemment cupulés.

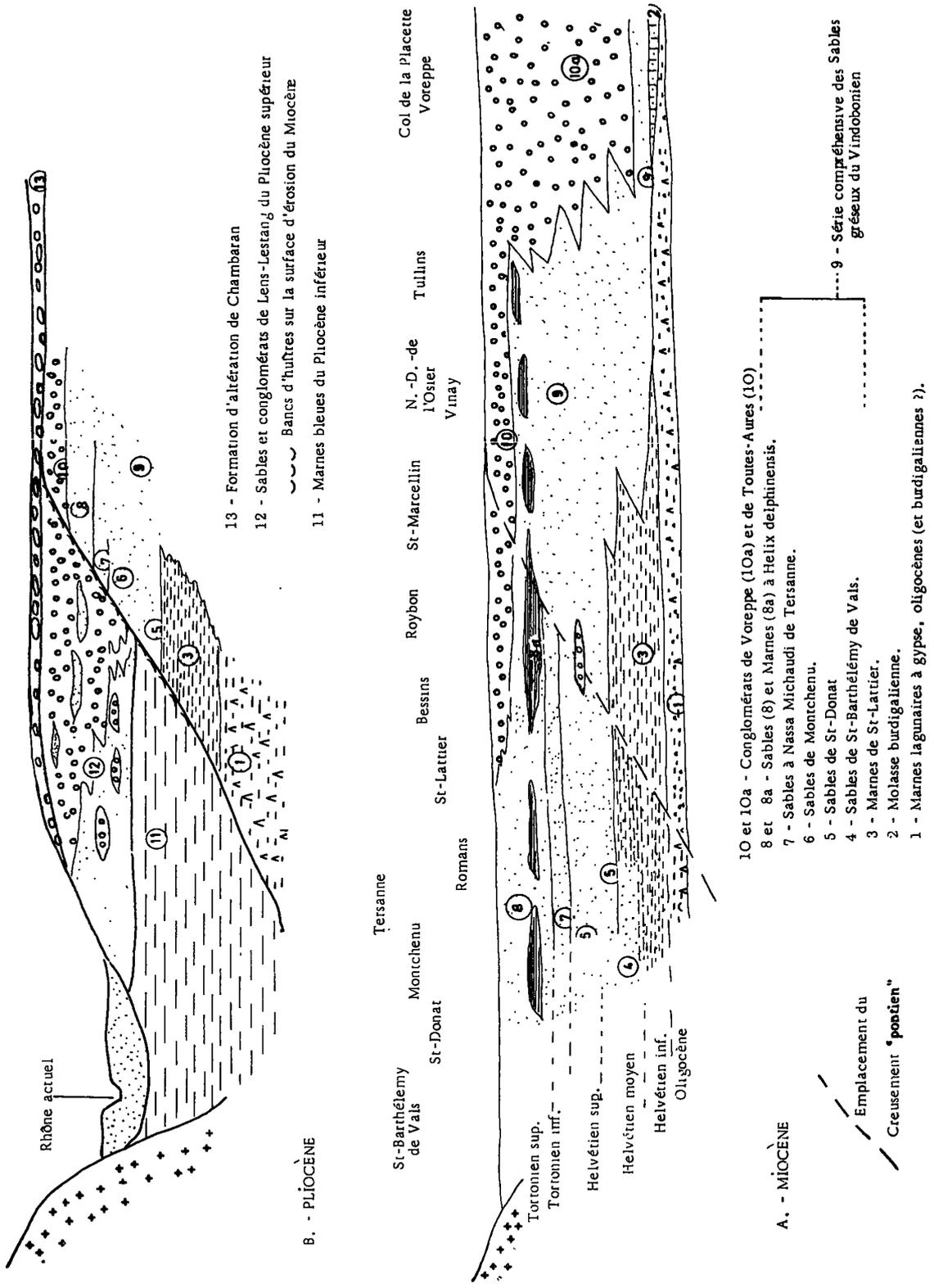


Fig. 2. - Diagramme général de la sédimentation détritrique du Plateau de Chambaran

3. RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET HISTOIRE DU PLATEAU DE CHAMBARAN.

Les « Marnes de Saint-Lattier ».

Elles affleurent bien à Saint-Lattier et le long de la vallée de l'Isère, en bordure méridionale du Plateau de Chambaran, et leur épaisseur est de l'ordre de 200 à 250 mètres sous l'ensemble du Plateau de Chambaran où elles sont connues par sondages (G. DEMARCO).

Vers le Nord-Est, ces marnes se chargent progressivement en sable pour faire place, entre Poliénas et Tullins, à une sédimentation uniquement sableuse; plus au Nord-Est encore, ces sables se chargent à leur tour en galets et passent ainsi progressivement à la partie basale de la série compréhensive dite des « Conglomérats de Voreppe » (G. DEMARCO); ces marnes sont marines et les sables recèlent une forte proportion de minéraux lourds d'origine alpine (Epidote, Grenat, Amphiboles) et une proportion plus discrète du cortège minéralogique repris de la couverture dauphinoise, elle-même alimentée à l'origine par le Massif Central (Tourmaline, Zircon, Staurotides, Disthène, Andalousite) (G. LATREILLE).

À l'*Helvétien inférieur*, on peut donc se représenter le Plateau de Chambaran sous l'aspect d'une plateforme marine épicontinentale, bordée par un littoral allongé suivant une ligne Nord-Sud passant légèrement à l'Est des synclinaux de Villard-de-Lans et de la Monta (G. LATREILLE).

Le continent, qui s'étendait à l'Est de cette plateforme jusqu'à la zone piémontaise, était très bas au-dessus de l'eau et sans relief important; des cours d'eau limoneux, légèrement chargés en sables et en galets alimentaient le bassin.

Les « Sables gréseux du Vindobonien » (G. DEMARCO).

Ils surmontent les marnes de Saint-Lattier et forment l'essentiel des collines de la partie occidentale et méridionale du Plateau de Chambaran. Ils comprennent :

Les « Sables granitiques de Saint-Barthé-lémy-de-Vals » (G. DEMARCO) d'âge *Helvétien*

moyen qui forment une étroite bande localisée à la périphérie occidentale du Plateau de Chambaran et contiennent une microfaune très littorale (G. LATREILLE). Ils sont alimentés par le remaniement sur place des graviers éocènes locaux, par des arènes granitiques grossières venues du Massif Central voisin et par des sables fins venus des Alpes (G. LATREILLE).

Les « Sables de Saint-Donat » de l'Helvétien moyen-supérieur (G. DEMARCO et G. LATREILLE). D'une puissance d'une centaine de mètres, ils constituent la ceinture des collines occidentales du Plateau de Chambaran dont ils forment par ailleurs le soubassement. À l'Est d'une ligne Tullins-Voiron, ils deviennent conglomératiques et passent latéralement à la série compréhensive des Conglomérats de Voreppe (G. DEMARCO). Ils sont jaunâtres et grossiers (médiane générale : 0,3 mm). Le *litage* entrecroisé, de structure lenticulaire, indique un dépôt de plateforme marine épicontinentale. La macrofaune est pauvre et rare; la microfaune est marine, littorale à l'Ouest, localement saumâtre à l'Est (G. LATREILLE).

La granulométrie révèle un sédiment bien classé, mature, bien trié, typiquement marin et G. LATREILLE décrit des courants plus rapides au Nord-Ouest qu'au Sud.

Les minéraux lourds (G. LATREILLE), indiquent une provenance des éléments de ces sables à partir de toutes les zones alpines, depuis la couverture dauphinoise des Massifs cristallins externes jusqu'aux Schistes lustrés de la zone piémontaise.

Les « Sables de Montchenu » de l'Helvétien supérieur (G. DEMARCO). Situés à l'Est et au-dessus des Sables de Saint-Donat, les « Sables de Montchenu » forment à leur tour, au-dessus de 280 m d'altitude environ et sur une épaisseur d'une soixantaine de mètres, une nouvelle ceinture de collines. Jaunâtres et grossiers, ils sont bien classés, bien triés et typiquement marins de plateforme marine épicontinentale balayée par des courants variables (*litage* entrecroisé lenticulaire). Le macrofaune (G. DEMARCO) et la microfaune (G. LATREILLE) sont littorales, de l'*Helvétien supérieur*. Les apports sont d'origine alpine.

Les « *Sables de Tersanne à Nassa Michaudi* » du Tortonien inférieur (G. DEMARCO). Leur extension est générale à l'Est et au-dessus des sables de Montchenu, mais l'allure générale montre une stratification hétérogène et la couleur devient grise à gris-verdâtre.

À Tersanne, la *macrofaune* d'âge Tortonien présente un mélange de caractères littoraux et saumâtres; ailleurs c'est le caractère saumâtre et euryhalin qui prédomine avec l'abondance de *Nassa michaudi* (G. DEMARCO).

Ces « Sables de Tersanne à *Nassa michaudi* » sont progressivement envahis vers l'Est, à partir de Saint-Antoine, par les faciès des Conglomérats de Toutes-Aures, à la base desquels ils passent progressivement.

La *granulométrie* indique un sédiment toujours aussi bien classé et bien trié ce qui, joint aux caractères précédents, permet de reconstituer une paléogéographie de plateforme côtière riche en vasières et en lagunes où s'épanouissait une faune euryhaline et où la sédimentation assez changeante dépendait étroitement de l'interaction des courants, de la subsidence et des apports. Ceux-ci venaient toujours de l'Est, c'est-à-dire des différentes zones alpines depuis la couverture des Massifs cristallins externes jusqu'aux Schistes lustrés (G. LATREILLE).

Les « *Sables et les Marnes à Helix delphinensis* » du Tortonien supérieur. Ces sables fins, gris-jaunâtres, renferment des *bancs lenticulaires de marnes bleues* (D. FOURNIER, 1974), souvent ligniteuses. Leur épaisseur moyenne est d'une centaine de mètres. Une *macrofaune* lacustre, rare dans les sables, plus fréquente dans les marnes, est réduite à des gastéropodes pulmonés (*Helix delphinensis*) et des ostracodes lacustres. La microflore se compose d'oogones de Charophytes (G. LATREILLE) et de *pollens* de pins, épicéa, cyprès, séquoia, *Taxodium*, orme, aulne (D. FOURNIER) indiquant un climat tempéré.

La *granulométrie* confirme le caractère continental de ces sables. Les courants ont des directions Sud-Est - Nord-Ouest et les minéraux lourds indiquent toujours la même origine alpine.

Dans leur partie supérieure apparaissent des

conglomérats, d'abord en lentilles (correspondant à des chenaux), puis en minces lits, enfin en bancs plus épais et on passe ainsi progressivement vers le haut, et latéralement aussi vers l'Est, aux Conglomérats de Toutes-Aures et de Voreppe.

Avec ces « Sables et Marnes à *Helix delphinensis* », on voit ainsi s'établir la régression marine déjà amorcée avec le faciès saumâtre des Sables de Tersanne et s'affirmer la lente progression vers un faciès continental.

Ainsi sur une playa où s'effectuait une sédimentation marneuse, arrivaient et circulaient des cours d'eau qui déposaient leurs sables, venus des divers zones des Alpes.

Les « *Conglomérats terminaux de Toutes-Aures et de Voreppe* » du Vindobonien.

Ils affleurent très largement dans toute la partie orientale du Plateau de Chambaran (*Conglomérats de Toutes-Aures*) et on les retrouve, vers l'Est dans les synclinaux de Voreppe-Montaud et de la Monta - Saint-Nizier (*Conglomérats de Voreppe*) où ils atteignent de grandes épaisseurs. Le sommet de ces conglomérats a été attribué au Tortonien terminal (G. DEMARCO) et leur base n'a pas partout le même âge.

Dans les synclinaux de Chartreuse et du Vercors, ils constituent une formation compréhensive qui s'étend de l'Helvétien moyen (Langhien) au Tortonien supérieur et que G. DEMARCO appelle « Conglomérats de Voreppe ».

Au fur et à mesure que nous cheminons vers l'Ouest, la partie sommitale de cette formation conglomératique, dite alors de Toutes-Aures, est évidemment toujours attribuée au Tortonien terminal, tandis que la base devient de plus en plus récente puisqu'elle surmonte, ou passe latéralement à des sables plus récents.

La formation des « Conglomérats de Voreppe et de Toutes-Aures » a donc une épaisseur qui diminue de l'Est à l'Ouest : 500 à 600 m dans les synclinaux de la Monta - Saint-Nizier, 400 m dans les synclinaux de Voreppe-Montaud (J. BOCQUET), cent mètres dans la région de Roybon, quelques mètres seulement vers Tersanne.

Ces conglomérats se présentent en bancs épais; de couleur générale grise, à structure entrecroisée, lenticulaire et ravinements intraformationnels fréquents; la sédimentation est rythmique : tout indique une sédimentation de chenaux divagants (braided rivers) alimentés par des chasses d'eau brutales.

La province distributrice, s'étendait depuis la couverture dauphinoise des Massifs cristallins externes (Chartreuse, Vercors, Dévoluy) jusqu'aux zones alpines les plus internes (zone piémontaise). Parmi les Massifs cristallins externes, seul le Pelvoux commençait à apparaître. Cette province distributrice formait donc un plan incliné s'étendant depuis les zones internes jusqu'au bassin subsident du Bas-Dauphiné.

L'emplacement de cette province, le long de l'arc alpin est situé grâce à l'étude des directions de courants : Sud-Est - Nord-Ouest à l'Est et au Sud du Plateau de Chambaran, Nord-Est - Sud-Ouest au Nord. Cependant, en bordure immédiate du Massif Central, les sables gréseux marins du Vindobonien d'origine alpine contiennent des galets de cristallin venus du Massif Central (G. MONTJUVENT, notice de la feuille de Tournon).

L'étude morphométrique des galets indique un transport et un façonnement par des cours d'eau, de type fluviatile long, « matelassés », rapides, alimentés par des chasses d'eau brutales où les chocs entre galets sont nombreux. *La compétence de ces cours d'eau était forte*; elle diminue au fur et à mesure qu'on chemine vers l'Ouest mais augmente quand on s'élève de la base au sommet de cette formation ce qui indique une augmentation progressive de l'intensité de l'érosion au niveau de la province distributrice et, sans doute aussi, une élévation croissante de l'altitude de cette province par rapport au bassin de sédimentation durant le Tortonien supérieur.

La base de la formation compréhensive des *Conglomérats de Voreppe* est marine : les galets lithophagés, la présence d'*Ostrea crassissima* et de dents de Lamnidés en sont des indications certaines (G. DEMARCO), la morphométrie des galets et la granulométrie le confirment.

Cette base marine des Conglomérats de Voreppe qui présente le même âge que les Sables marins gréseux du Vindobonien (Saint-Donat, Montchenu) correspond à un dépôt côtier, qui se prolongeait vers l'Ouest par des dépôts plus fins.

Au fur et à mesure qu'on chemine vers le sommet, la morphométrie des galets et la granulométrie se rapprochent de celles d'une formation fluviatile : le sommet de la formation compréhensive des Conglomérats de Voreppe est fluviatile.

Il convient de remarquer ici que, du fait du plissement et de l'érosion de ces conglomérats, leur sommet actuel ne correspond évidemment pas au sommet originel de la formation. Ceci est d'ailleurs prouvé par le fait que le sommet actuel des Conglomérats de Voreppe ne présente pas les phénomènes d'altération qu'on observe au sommet des Conglomérats de Toutes-Aures du Plateau de Chambaran qui, eux, n'ont pas été érodés mais seulement altérés en surface, après leur dépôt.

Vers l'Ouest, on passe aux « *Conglomérats de Toutes-Aures* » du Plateau de Chambaran qui présentent, au contraire des Conglomérats de Voreppe, une bonne homogénéité verticale et ont, dans leur ensemble, un façonnement fluviatile. Transportés, comme nous venons de le voir, depuis la province distributrice jusqu'au bassin de sédimentation par des cours d'eau rapides et turbulents bien que matelassés, ils sont maintenant abandonnés dans le bassin de sédimentation : la longueur du trajet a homogénéisé l'ensemble qui est déposé sur un *glacis de sédimentation*, sous forme d'épandages en nappes, par des *cours d'eau divagants (braided rivers)* alimentés par des *chasses d'eau* plus ou moins brutales. Les niveaux lenticulaires sableux correspondent à des dépôts dans des zones plus calmes, périphériques par rapport aux axes des courants responsables des dépôts conglomératiques. La rythmicité des bancs, leur structure lenticulaire et les phénomènes d'érosion intraformationnelle confirment la divagation des chenaux et la nature épisodique des chasses d'eau. La forte inclinaison des galets confirme la nature continentale des dépôts.

Une certaine migration depuis un incontestable domaine fluviatile situé dans la zone orientale du Plateau de Chambaran vers un domaine littoral à l'Ouest aux environs de Brion, Vatilieu, N.D. de l'Osier, est suggéré par l'analyse morphométrique des galets. Pendant tout le « Vindobonien » le climat fut tempéré.

Le Plateau de Chambaran à l'Infrapliocène (R. BALLELIO, 1972).

Le soulèvement des Alpes (phase rhodanienne) et l'émersion à laquelle nous venons d'assister entraînent le creusement de profondes vallées. Ainsi les Chaînes subalpines se plissent en incluant leur Miocène dans leurs synclinaux, se soulèvent et s'érodent.

Le rivage méditerranéen étant reporté loin vers le Sud, un réseau fluviatile s'installe sous forme d'un « pré-Rhône » pourvu d'affluents qui partent à l'assaut du Plateau de Chambaran : par érosion régressive, ils poussent leur tête assez loin dans les sédiments miocènes qu'ils remanient. En maints endroits, on retrouve des traces de ces torrents emboîtés dans la molasse miocène dans laquelle ils se sont installés et ont déposé leurs alluvions.

R. BALLELIO a montré qu'ils étaient par endroits recouverts par les argiles marines du Pliocène inférieur, ce qui permet ainsi de les dater de l'Infrapliocène.

La granulométrie et la disposition « en vrac » des galets indiquent des dépôts effectués dans un milieu très turbulent par des appareils fluviatiles rapides de type torrentiel. *Les directions des courants* (Est-Ouest et Nord-Est - Sud-Ouest) en font des affluents directs du Pré-Rhône situé à l'Ouest. Les graviers abandonnés dans la partie inférieure de leur cours par ces torrents proviennent de la reprise des conglomérats miocènes situés à l'amont : au cours de ce remaniement, les granites, gneiss... altérés disparaissent et ne se retrouvent plus qu'en très faible proportion en face des éléments non altérables (quartz et quartzites). La morphométrie des galets traduit très bien et confirme ce phénomène de remaniement.

Le climat était plus chaud et plus humide qu'au Vindobonien.

Le Plateau de Chambaran au Pliocène inférieur (R. BALLELIO, 1972).

On sait depuis longtemps que la vallée du Rhône, profondément creusée, est à nouveau envahie par la mer qui dessine ainsi, depuis la Méditerranée, une ria s'étendant au moins jusqu'à Givors et peut-être jusqu'à Oullins.

Dans cette ria se déposent des argiles marines fossilifères qui passent en bordure des rivages, latéralement, à des sables et même à des argiles continentales. Ces rivages pliocènes sont parfois marqués par des bancs d'huîtres d'âge pliocène, fixées sur la surface d'érosion établie aux dépens des formations miocènes sous-jacentes. Elles sont surmontées, notamment dans la région de Hauterives et de Lens-Lestang par des marnes continentales riches en lignites qui marquent au niveau du Plateau de Chambaran, la fin de la phase marine pliocène.

Le climat était humide et chaud (R. BALLELIO).

Le plateau de Chambaran au Pliocène supérieur.

Les marnes d'Hauterives sont surmontées par la formation de *Lens-Lestang* constituée d'abord de sables puis de conglomérats polygéniques fluviatiles d'origine alpine, d'épaisseur moyenne d'une trentaine de mètres (R. BALLELIO).

Les Sables de Lens-Lestang. Ce sont des sables moyens peu grésifiés, de couleur gris-jaunâtre à jaune pâle, se présentant en bancs massifs affectés d'un litage incliné et d'une structure entrecroisée. Ils ont été datés du Pliocène supérieur par une faune de gastéropodes pulmonés et de vertébrés (R. BALLELIO) qui indiquent un environnement continental.

La sédimentation rythmique et la structure entrecroisée indiquent des dépôts de chenaux divagants (braided rivers). *La granulométrie* indique des dépôts par des cours d'eau relativement lents à compétence peu marquée, s'écoulant sur des pentes faibles. La légère turbulence provoquée par les chasses d'eau successives entraîne un ravinement intraformationnel de faible intensité. *Les minéraux lourds* indiquent toujours une origine alpine (G. LATREILLE).

Les conglomérats de Lens-Lestang. Vers leur sommet, les Sables de Lens-Lestang se chargent en galets qui forment des lentilles conglomératiques correspondant à des chenaux dont le nombre et les dimensions croissent peu à peu pour finir par former un conglomérat dans lequel s'intercalent, à leur tour, des lentilles et des bancs lenticulaires sableux.

Les galets présentent la même variété d'espèces pétrographiques que dans le Miocène et proviennent de la même province distributrice; cependant on assiste à une montée des Massifs cristallins externes et à une érosion qui attaque maintenant de façon intense leur couverture (chaînes subalpines) et leur noyau cristallin. Ces galets sont de première genèse et ne sont en aucune façon remaniés du Miocène qu'ils recouvrent; les minéraux lourds confirment cette origine alpine. Cependant la zone des Schistes lustrés cesse progressivement d'alimenter le Bas-Dauphiné tandis que les Massifs cristallins externes l'alimentent de manière croissante.

Les agents de transport de ces détritiques venus de l'Est sont des appareils fluviaux « matelés » bien que rapides et cheminant du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Le style du dépôt est partout continental: les conglomérats de Lens-Lestang ont été abandonnés par des chenaux divagants, à régime rapide et discontinu, s'écoulant sur un *glacis* où s'effectuaient des épandages en nappes successives alimentées par des chasses d'eau brutales. Quant aux lentilles sableuses, elles représentent des sédiments fluviaux abandonnés dans des zones tranquilles et de plus faible énergie, en dehors des courants principaux où se déposaient les conglomérats.

En aucun endroit du Plateau de Chambaran n'apparaît l'indice d'un rivage marin: les cours d'eau qui descendaient des Alpes et ont abandonné leurs alluvions sur ce plateau poursuivaient sans doute leur marche, assez loin à l'aval de celui-ci.

Le climat qui régnait sur le Plateau de Chambaran pendant le Pliocène supérieur était aussi chaud mais plus sec qu'au Pliocène inférieur (R. BALLELIO).

La « Formation de Chambaran » et le problème des altérations à la fin du Pliocène.

Depuis longtemps décrite (Ch. LORY, 1863), la « Formation de Chambaran » recouvre l'ensemble du plateau et se présente sous forme d'une « glaise » caillouteuse, à galets de très grandes dimensions, principalement de quartzites mais aussi de roches cristallines très altérées et de « fantômes » de galets calcaires complètement décalcifiés. F. BOURDIER (1958) et Y. BRAVARD (1963) en font un dépôt torrentiel ou fluvial grossier, datant du Villafranchien inférieur, sur un glacis d'accumulation lié à une reprise de l'activité orogénique, donc de l'érosion, ou à un changement climatique important (refroidissement) dans les Alpes.

Mais R. BALLELIO (1972) émet l'hypothèse que cette formation appartient au même complexe sédimentaire que la formation de Lens-Lestang dont l'*altération de surface* donnerait cette « glaise de Chambaran » à galets de quartzites. Cette hypothèse est reprise par G. MONTJUVENT qui étend cette altération au sommet de la formation conglomératique miocène autant qu'à celle du Pliocène (notice de la feuille de Beaurepaire).

Reprenons chacun des caractères de cette « Formation de Chambaran » en les discutant dans le cadre de cette hypothèse d'une altération de surface.

Les galets sont de grandes dimensions: aussi bien dans les conglomérats miocènes que pliocènes la granulométrie augmente régulièrement de la base au sommet de chaque formation: au sommet du plateau se trouvent donc les conglomérats les plus grossiers, qu'ils soient miocènes ou pliocènes.

Les galets de quartzites sont prédominants: Nous avons vu que, tant dans les conglomérats miocènes que pliocènes, la proportion des galets de quartzite augmente de façon générale de bas en haut de chaque formation.

Les galets de roches cristallines et de calcaires sont fortement altérés ou absents: quand on a l'occasion de pouvoir observer une coupe du sommet du plateau, on constate que les galets de

roches cristallines sont totalement arénisés. Quant aux galets de calcaires ils sont à l'état de fantômes totalement décalcifiés, friables et réduits à leur résidu argileux. Seuls les galets de quartzite demeurent intacts et peuvent, sans dommage, se détacher de la matrice elle-même très altérée.

L'altération de cette formation est marquée par la couleur ocre-brun à ocre-rouge, de plus en plus vive vers le sommet. Cette altération est encore marquée par la présence dominante de la kaolinite.

Tous les faits que nous venons de citer confirment l'hypothèse de l'altération : la « Glaise de Chambaran » à gros galets de quartzite qui tapisse la « Plateau de Chambaran » est une formation résiduelle, d'altération sur place des formations antérieures.

L'âge de cette altération est évidemment postérieur au Pliocène supérieur.

L'épaisseur et l'individualité de cette formation résiduelle justifient qu'on continue à la cartographier.

BIBLIOGRAPHIE

- BALLESIO (R.) (1972). – Étude stratigraphique du Pliocène Rhodanien. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 53.
- BOCQUET (J.) (1966). – Étude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble (Thèse 3^e Cycle Fac. Sc. Grenoble).
- BOURDIER (F.) (1958). – Le bassin du Rhône au Quaternaire : Géologie et préhistoire. Thèse Sciences, Paris.
- BRAVARD (Y.) (1963). – Le Bas-Dauphiné – Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. Allier, Grenoble.
- DEMARCO (G.) (1961). – Distinction entre les nappes miocènes et pliocènes des conglomérats à galets calcaires impressionnés dans la vallée du Rhône. *Bull. Serv. cart. géol. France*, Paris, t. 58, n° 264.
- DEMARCO (G.) (1962-1970). – Étude stratigraphique du Miocène Rhodanien. Thèse Fac. Sc. Paris et *Mém. B.R.G.M. Paris* n° 61.
- FOURNIER (D.) (1974). – Étude hydrographique du versant sud de la plaine de Bièvre-Bas-Dauphiné, bassin versant du Haut-Rival (Isère), (Thèse 3^e Cycle, Grenoble).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1952). – Géologie Dauphinoise, initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble, Masson, Paris.
- GIOT (P.-R.) (1944). – Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère, Drôme). *T.L.G.*, Grenoble, t. 24.
- LATREILLE (G.) (1969). – La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 33.
- LORY (C.) (1863). – Note sur les dépôts tertiaires et quaternaires du Bas-Dauphiné. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 2, t. 20.
- MONTJUVENT (G.) (1975). – Le Piedmont des Alpes du Dauphiné (France) (*Studia geomorphologica Carpatho-Balanica Karkov. U.S.S.R.* Vol. IX, p. 110-123).
- MORTAZ-DJALILI (D.) (1977). – Sédimentologie des formations détritiques du Néogène du Plateau de Chambaran (Bas-Dauphiné, France). (Thèse de 3^e Cycle Grenoble).
- VATAN (A.) (1949). – La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional, au Crétacé et au Tertiaire. *C.R.S.G.F.*, p. 102-104.